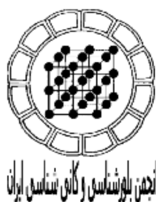
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۹، از صفحهٔ ۸۰۹ تا ۸۲۸



شیمی کانی و شرایط تشکیل آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی گیسور، شرق گناباد

عبدالصمد پورمحمد[۱]، احمد احمدی‌خلجی*[۱]، سیدمسعود همام[۲]، محمد ابراهیمی[۳]، رسول اسمعیلی[۳و۴]، زهرا طهماسبی[۱]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۴- انجمن زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین

(دریافت مقاله: ۹۸/۸/۸، نسخه نهایی: ۹۸/۱۲/۳)

چکیده: منطقه گیسور در شرق شهرستان گناباد قرار دارد و بخشی از شمال قطعه لوت محسوب می‌شود. این منطقه شامل سنگ‌های گرانیتوئیدی و مجموعه دگرگونی است. سنگ‌های دگرگونی این منطقه به دو دسته رسی دگرگونه و آمفیبولیت‌ها تقسیم می‌شوند. براساس شواهد صحرایی و کانی‌شناسی؛ سنگ‌مادر آمفیبولیت‌ها سنگ کربناتی ناخالص است. وجود گارنتِ پسازمین‌ساخت و آمفیبول‌های متقاطع و تصادفی در این آمفیبولیت‌ها بیانگر عملکرد دگرگونی مجاورتی بر این سنگ‌هاست. گارنت‌ها رفتاری از آرمانی تا غیرآرمانی دارند. اعضای نهایی گارنت در این سنگ‌ها متنوع و شامل Al-شورلومایت، اُوارُوایت، اسپسارتین، پیروپ، آلماندین، گروسولار، آندرادیت، موریموتایت و میجورایت هستند، اما الگوی نیم‌رخ آن‌ها مسطح است. آمفیبول از نوع فروهورنبلند تا فروچرماکیت و چرماکیت بوده و دارای منطقه‌بندی ترکیبی است. بیوتیت کلریتی شده است. حضور کانی‌های تیتانیت، اسفن و اپیدوت نشانه‌ای از اثر گریزندگی اکسیژن است. بر پایه زمین دما فشارسنجی، مقدار دما و فشار برای آمفیبولیت‌ها ^{o}C ۶۰۹ - ۵۳۴ و حدود kbar ۴ - ۲ به دست آمد. آمفیبولیت‌های گیسور تا گستره رخساره آمفیبولیت میانی در هاله دگرگونی پیش رفته‌اند. این سنگ‌ها دستخوش یک دگرگونی برگشتی نیز شده‌اند که دما و فشار آن ۴۸۹^{o}C و ۲٫۸ kbar است و بیوتیت‌های کلریتی شده دمایی کمتر از ۱۵۰^{o}C را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: *گریزندگی اکسیژن؛ گارنت آمفیبولیت؛ هاله دگرگونی؛ گیسور؛ گناباد؛ قطعه لوت.*

مقدمه

انجمن بین المللی علوم زمین‌شناسی، IUGS، برای نامگذاری سنگ‌های دگرگونی [۱]، آمفیبولیت را سنگ دگرگونی بیشتر دربردارنده پلاژیوکلاز و هورنبلند می‌داند که می‌تواند دارای مقادیر فرعی از کانی‌های دیگر چون گارنت و پیروکسن باشد. بسیاری از پژوهشگران آمفیبولیت‌ها را در نواحی دگرگونی ناحیه‌ای [۲-۴] و یا مجاورتی [۵] بررسی کرده و پی برده‌اند که شرایط تشکیل آنها متفاوت است. همچنین آمفیبولیت‌ها می‌توانند از سنگ‌های مادر مختلفی مانند سنگ‌های مافیک، فرامافیک و آهکی سیلیکاتی به وجود آیند [۶، ۷].

از جمله پژوهش‌های انجام شده در این منطقه، بررسی زمین‌شیمیایی عناصر بر زیرکن‌های موجود در گرانیت‌های گیسور برای سن‌سنجی به روش U-Pb است [۸]. کریم‌پور و مرادی [۹] نیز در گستره نقشه‌های زمین‌شناسی نوده و گناباد [۱۰، ۱۱]، اقدام به سن‌سنجی توده‌های مونزونیتی نجم‌آباد (۳۹٫۹ میلیون سال) با استفاده از روش U-Pb زیرکن‌ها کردند. جوادی [۱۲] سنگ‌های دگرگونی منطقه گیسور را وابسته به دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی دانسته و هاله دگرگونی مجاورتی را با نوع 2b [۱۳] همسان می‌داند. بررسی دقیق و منسجمی بر مجموعه دگرگونی گیسور صورت نگرفته است و شناخت این

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۹، پست الکترونیکی: ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.1.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.809]

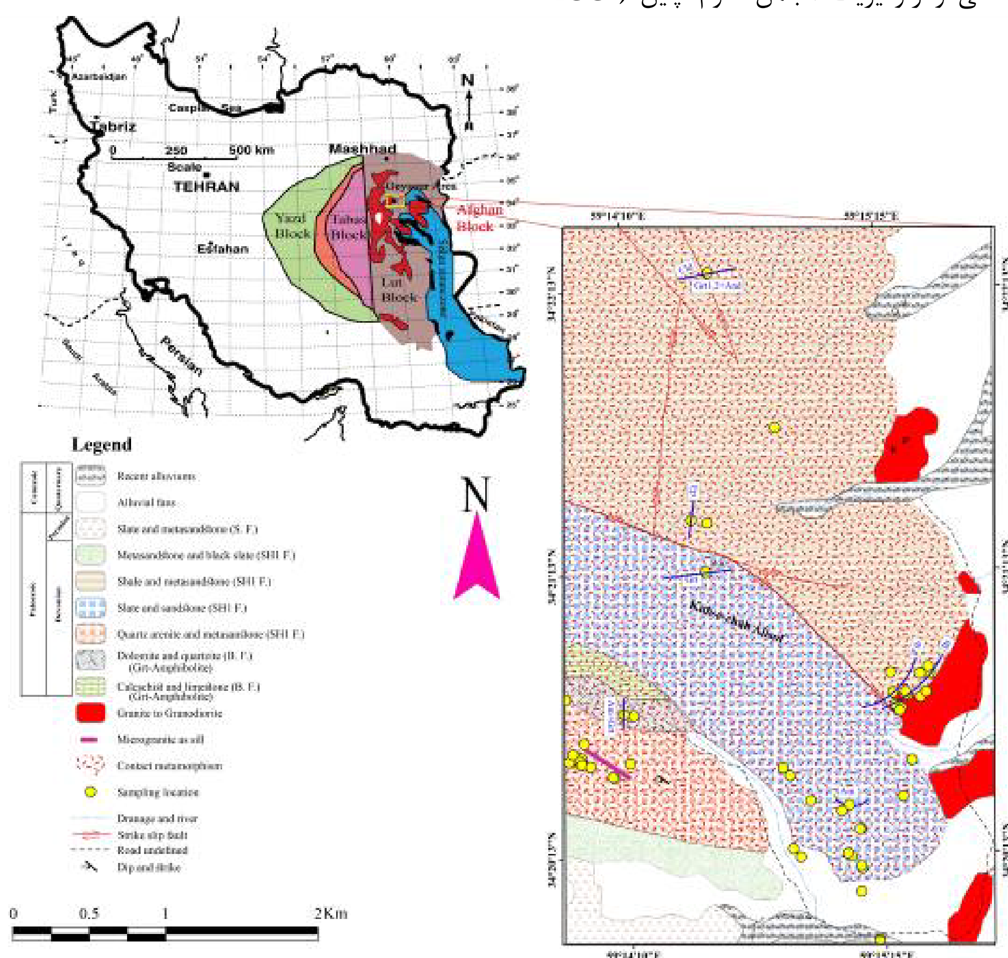
مجموعه و ارتباط آن با توده گرانودیوریتی گیسور کمک شایانی به شناخت جایگاه زمین ساختی و فعالیت ماگمایی شمال قطعه لوت می‌کند. در این پژوهش ضمن آزمون روش‌های مختلف برای تعیین شرایط دگرگونی، ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و شیمی کانی آمفیبولیت‌های گیسور بررسی شد.

مواد و روش‌ها

در راستای بررسی واحدهای سنگی مجموعه دگرگونی گیسور، از ۵۲ ایستگاه در مدت ۱۴ روز نمونه‌برداری شد که پس از بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناسی از نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۴۹ مقطع نازک تهیه و از میان آن‌ها، ۱۰ مقطع نازک آمفیبولیت برای سنگ‌نگاری استفاده شد. از بین ۳ مقطع نازک صیقلی چند کانی برای تجزیه ۳۰ نقطه توسط دستگاه ریزکاونده الکترونی مدل CAMECA SX Five با ولتاژ شتاب دهنده 15 kV و جریان پرتو 20 nA (اندازه پرتو 5 µm) به موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک انجمن علوم چین (IGG-CAS) ارسال شدند. در این بررسی از داده‌هایی با اعتبار کافی استفاده شد. نتایج به کمک نرم‌افزارهای گوناگون شامل Thermocalc v.3.7 [۱۴] با بانک اطلاعاتی tcds55، GTB v.2.1 [۱۵]، WinCcac [۱۶] و WinAmphcal [۱۷] پردازش و تحلیل شدند. نشانه‌های بکار رفته در این مقاله برگرفته از مراجع [۱۸، ۱۹] هستند.

زمین‌شناسی

مجموعه دگرگونی گیسور در ۵۸ کیلومتری شرق شهرستان گناباد قرار دارد و بخشی از ناحیه شمالی پهنه ساختاری قطعه لوت به شمار می‌آید [۲۰]. این منطقه بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نوده [۱۰] و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گناباد [۱۱] به مختصات طول جغرافیایی ″۵۲ ′۱۳ °۵۹ تا ″۴۲ ′۱۵ °۵۹ شرقی و عرض جغرافیایی ″۵۴ ′۱۹ °۳۴ تا ″۲۴ ′۲۲ °۳۴ شمالی است (شکل ۱).



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی نوده [۹] با کمی تغییرات. نشانه‌های استفاده شده در راهنمای نقشه شامل.B.F= سازند بهرام، .SH1.F= سازند شیشتو ۱، و .S.F= سازند سردر هستند. محل نمونه‌های شاخص بر نقشه مشخص شده‌اند.

مجموعه دگرگونی گیسور که در معرض توده‌های نفوذی بوده دارای طیف ترکیب گوناگونی از اسلیت و فیلیت تا انواع شیست‌ها (کلریتویید شیست، گارنت شیست، گارنت – آمفیبول شیست، آمفیبول شیست، بیوتیت-استارولیت-گارنت شیست، آندالوزیت شیست، سیلیمانیت-آندالوزیت شیست، آندالوزیت-گارنت شیست و آندالوزیت- سیلیمانیت-استارولیت-گارنت شیست) است.

این مجموعه با رنگ سبز در بین سایر سازندهای منطقه قابل تشخیص است و در آن ساختار بودین و ریزچین‌ها دیده می‌شود. بودین‌شدگی در راستای شمال‌شرقی – جنوب‌غربی و موازی محور ریزچین‌ها (S_2) رخ داده و خطواره‌های یکسانی ایجاد نموده‌اند. بعبارت دیگر، راستای کشش بودین موازی جهت خطواره ریزچین‌هاست. راستای شیستوارگی شمال‌غربی – جنوب‌شرقی (S_1) با شیب به سمت جنوب‌غرب است. زاویه بین راستای شیستوارگی (S_1) و محور ریزچین‌ها (S_2) حدود ۱۰۵ درجه است. در ماسه سنگ‌های دگرگون شده، تفاوت بین این دو در تابش نور خورشید نمایان بوده (شکل ۲ الف) و در سنگ‌های رسی دگرگونه (متاپلیت‌ها) تفاوت آشکارتر است. راستای شیستوارگی موازی راستای آذرین لایه میکروگرانیتی است [۲۱]. این منطقه در معرض گسل‌های راستا لغز بوده است و سنگ‌های پیرامون آن در معرض حرکات آن‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۱). در برخی موارد، سنگ‌های گرانیتی پیرامون گسل‌ها خرد شده و به سوی میلونیتی‌شدن پیش رفته‌اند.

در شرق منطقه مورد بررسی و در کنار توده گرانیتوئیدی گیسور، رگچه‌هایی از تورمالین با پهنای ۱۰ Cm با تراکم بسیار درون شکستگی‌های میکاشیست‌ها دیده می‌شوند. در این مجموعه، رگه‌های پگماتیتی پر از مسکوویت‌های درشت و تورمالین قابل مشاهده‌اند که به احتمال بسیار در ارتباط با جریان سیال‌های بوردار شکل گرفته از توده گرانیتوئیدی هستند. در کناره‌های توده، سنگ‌های دگرگونی دارای بیوتیت، بیوتیت شیست‌ها را تشکیل داده‌اند. این مجموعه شامل متاپلیت‌ها و آمفیبولیت‌هاست. متاپلیت‌ها دارای فراوانی بیشتر و کانی‌های شاخص مانند کلریتوئید، بیوتیت، گارنت، استارولیت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند. در ضلع شرقی پس از بیوتیت شیست‌ها، بیوتیت-فیبرولیت شیست‌ها قرار دارند که به احتمال بسیار فیبرولیت در اثر سیال‌های اسیدی از بیوتیت تشکیل شده است [۲۲]. در انتهای ضلع غربی، کلریتوئید شیست‌ها رخنمون دارند. کلریتوئید شیست‌ها در ضلع شمالی نیز دیده می‌شوند و دارای آندالوزیت هستند. همچنین در این بخش، آندالوزیت - گارنت شیست دیده می‌شود. آمفیبولیت‌ها در ضلع جنوبی و شرقی دیده می‌شوند. آمفیبولیت‌ها به صورت میان لایه در متاپلیت‌ها واقع بوده و با آنها هم شیب هستند؛ در لابه-لای آن‌ها رگه‌های پگماتیتی با ضخامت بسیار تزریق شده‌اند (شکل ۲ ب) و در هیچ جا از این مجموعه، سنگ‌های مافیک و فرامافیک دیده نمی‌شود، بلکه آذرین لایه‌های میکروگرانیتی قابل مشاهده‌اند [۲۱]. بنابراین، آمفیبولیت‌ها براساس شواهد صحرایی و حضور کانی‌های شاخصی چون گارنت، آمفیبول-کلسیم‌دار و تیتانیت از سنگ‌مادر کربناتی ناخالص (مانند رسوب‌های کربناتی) ایجاد شده‌اند و براساس شکل ۱، آمفیبولیت‌ها در نتیجه دگرگونیِ سازند کربناتی بهرام به وجود آمده‌اند. در بخش مرکزی و شرقی، اپیدوت شیست‌ها به همراه آندالوزیت شیست‌ها به صورت متناوب قرار دارند که به احتمال بسیار در ارتباط با تغییر ترکیب محلی است. اپیدوت شیست‌ها به رنگ سبز قابل تشخیص هستند (شکل ۲ پ).

در ضلع جنوبی، گارنت به طور گسترده‌تر، استارولیت و سرانجام سیلیمانیت منشوری دیده می‌شوند (شکل ۱). بنابراین در بخش جنوبی، افزایش دما بیشتر بوده و ضلع شرقی بیشتر در معرض سیال‌های بوردار و اسیدی بوده است. برخی از کانی-ها مانند آندالوزیت، استارولیت، مسکوویت و آمفیبول بطور تصادفی در سنگ‌ها رشد کرده‌اند که نشانگر افزایش دمای ناشی از نفوذ توده‌های آذرین گرانیتوئیدی است. اندازه بلورهای آندالوزیت و گارنت به ترتیب به ۸ و ۰٫۶ می‌رسد. افزون بر این، در کنار آذرین لایه میکروگرانیتی گارنت رشد نموده که در نمونه دستی قرمز آلبالویی است.

سنگ‌نگاری

آمفیبولیت‌ها را می‌توان به دو دسته گارنت آمفیبولیت و آمفیبولیتِ بدون گارنت تقسیم نمود. کانی‌های اصلی آمفیبولیت‌ها شامل گارنت، آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.1.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.809]

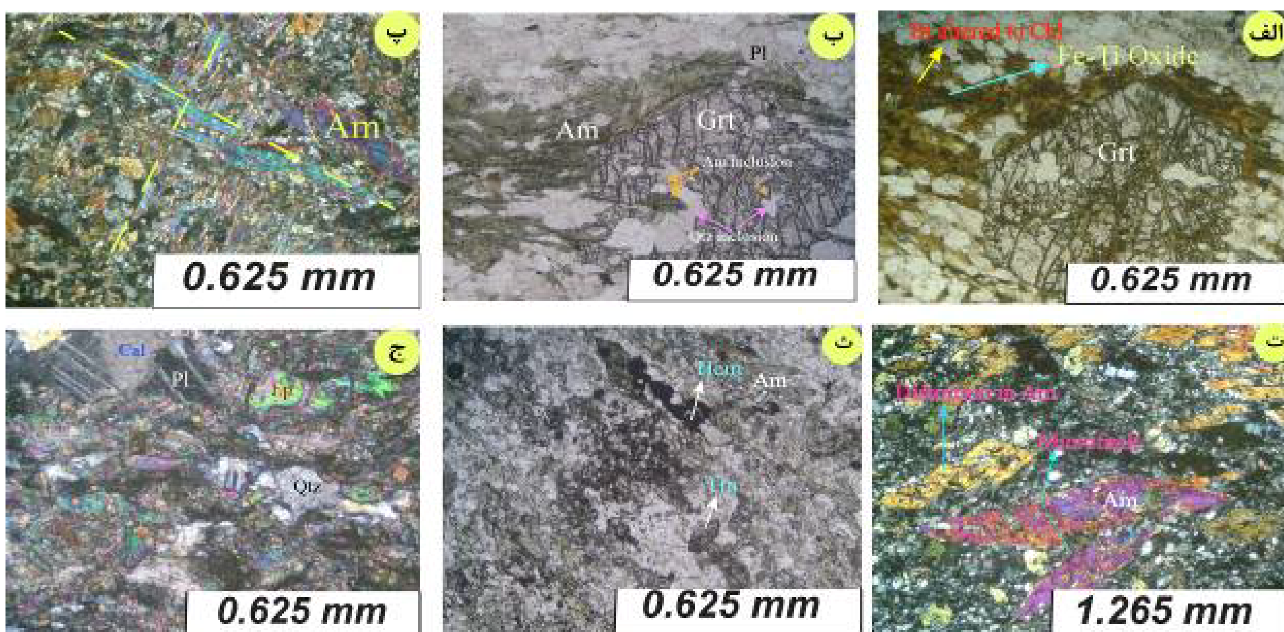
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.1.7]

[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.809]

هستند. دو کانی آمفیبول و بیوتیت در راستای شیستوارگی قرار دارند و کوارتز، تیتانیت و هماتیت آن‌ها را همراهی می‌کنند. گارنت به صورت شکفته بلور است. آمفیبول‌ها بافت نخ شکفتی می‌سازند. گارنت دارای میانبارهایی از بیوتیت، آمفیبول، کوارتز و کانی‌های کدر بوده و گاهی دارای شکستگی‌های بسیار و لانه زنبوری است. راستای میانبارهای موجود در گارنت (شیستوارگی داخلی) موازی راستای شیستوارگی زمینه (شیستوارگی خارجی) است. گارنت بر شیستوارگی رشد کرده و آنرا قطع نموده است. بنابراین بلورهای گارنت پسا زمین‌ساخت هستند. افزون بر این، گارنت در تماس با بیوتیت و آمفیبول است (شکل‌های ۳ الف و ب)، اما بیوتیت به کلریت تجزیه شده است و اکسیدهای کدر (به احتمال بسیار Fe-Tiدار) در راستای رخ و لبه‌های بیوتیت پراکنده‌اند (شکل ۳ الف) که نشانه‌ای از دگرگونی پسرونده است [۲۳].



شکل ۲ الف) جایگاه راستای شیستوارگی‌های S_1 و S_2 در ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده. ب)رگه‌های پگماتیت نفوذه کرده در آمفیبولیت‌ها. پ) اپیدوت شیست در صحرا که با رنگ سبز در بین آندالوزیت شیست‌ها دیده می‌شود.



شکل ۳ گارنت آمفیبولیت شامل: الف) همزیستی گارنت و بیوتیت که بیوتیت در فاز پسروندگی به کلریت تجزیه شده است. اکسیدهای Fe-Ti دار در راستای رخ‌ها و لبه‌های بیوتیت آزاد شده‌اند. گارنت دارای شکستگی‌های لانه زنبوری و نیز پسا زمین‌ساخت است. ب) همزیستی گارنت و آمفیبول کلسیمی که میانبارهای کوارتز دارای بقایایی از آمفیبول هستند. آمفیبولیت بدون گارنت شامل: پ) دو دسته آمفیبول که به صورت متقاطع و نسبت به هم تصادفی قرار گرفته‌اند. ت) اعوجاج و ریزگسل در آمفیبول. ث) تیتانیت و هماتیت در کنار آمفیبول. ج) شیست‌های اپیدوت-دار که پلاژیوکلاز با ماکل دگرشکلی، کلسیت و اپیدوت در آن مشخص است.

آمفیبول به صورت بلورهای منشوری مجزا و گاهی به صورت سوزن‌های برآمده از یک نقطه، رشد کرده‌اند. بلورهای منشوری آمفیبول در دو راستای قرار دارند و جهت‌یافتگی تصادفی و متقاطع را ایجاد نموده‌اند (شکل ۳ پ)، هرچند

برخی از آنها در راستای شیستوارگی ردیف شده‌اند. بلورهای این کانی گاهی اعوجاج (بلور خم شده‌ای که زاویه بین وجوه بلوری با شکل‌های معمولی آن تفاوت بسیاری دارد) نشان می‌دهند و گاهی بریدگی و شکستگی در طول و یا عرض آن نشان می‌دهد که به احتمال بسیار در معرض حرکت گسل‌های راستالغز و یا معکوس در منطقه بوده‌اند (شکل ۳ ت).

همچنین در آمفیبولیت‌ها، شکستگی‌های مزدوج دیده می‌شود که سپس توسط کوارتز و کلسیت پر شده‌اند. آمفیبول‌ها چند رنگی سبز کم رنگ تا پر رنگ نشان می‌دهند و در مقطع عرضی دو دسته رخ دارند. تیتانیت خودشکل است و برجستگی بسیاری دارد (شکل ۳ ث). پلاژیوکلاز بسیار کوچک و دارای ماکل دگرشکلی است. اپیدوت با برجستگی بسیار و رنگ سبز پسته‌ای شناخته می‌شود. به همراه اپیدوت، کانی‌های پلاژیوکلاز و کلسیت دیده می‌شوند (شکل ۳ ج)، ولی گارنت در آن‌ها قابل مشاهده نیست. پلاژیوکلاز در اپیدوت شیست‌ها بزرگ‌تر و دارای ماکل دگرشکلی است. کوارتز دارای خاموشی موجی و مرز بین دانه‌های آن خمیده و نامنظم است. بلورهای کوارتز در نقاط سه‌گانه زاویه ۱۲۰ درجه تشکیل نمی‌دهند، بنابراین انرژی سطحی کل در آن‌ها بالاست [۲۴]. بیوتیت کلریتی شده که گویای یک دگرگونی پسرونده است.

شیمی کانی

گارنت

گارنت با فرمول عمومی $X_3Y_2Z_3O_{12}$ شناخته می‌شود. کاتیون‌های در جایگاه X شامل Mg، Ca، Mn^{2+} و Fe^{2+}، کاتیون‌های در جایگاه Y شامل Si، Mg، Fe^{3+}، Fe^{2+}، Cr، Al و Ti و کاتیون‌های در جایگاه Z دربردارنده Si و Al هستند. در گارنت آمفیبولیت (نمونه Ch_{1-15}) مجموع کاتیون‌ها در جایگاه X برابر با *apfu* ۳٫۰۰۰۰ – ۲٫۹۶۳۲ و مجموع کاتیون‌ها در جایگاه Y نیز *apfu* ۲٫۰۳۶۸ – ۲٫۰۰۰۰ است. بنابراین این گارنت‌ها رفتاری آرمانی تا غیرآرمانی دارند. براساس داده‌های جدول ۱، اعضای نهایی گارنت در این نمونه متنوع و شامل Al-شورلومایت، اُوارُوایت، اسپسارتین، پیروپ، آلماندین، گروسولار، آندرادیت، موریموتایت و میجورایت هستند [۲۵]. نسبت به نمونه‌های رسی دگرگونه مجموعه دگرگونی گیسور [۲۶]، سهم عضو نهایی آلماندین کمتر، سهم اعضای نهایی اسپسارتین و گروسولار بیشتر و سهم عضو نهایی پیروپ تقریباً یکسان و سهم بقیه اعضا ناچیز است (جدول ۱).

فرمول ساختاری گارنت محاسبه شده براساس ۱۲ اکسیژن و ۸ کاتیون در جدول ۱ آمده است. منطقه بندی شیمیایی در گارنت‌های نمون گارنت آمفیبولیت (CH_{1-15}) تغییر و نوسان‌های کمی دارد، به طوری که کسرهای مولی از یک لبه به سوی لبه دیگر کم و یا زیاد می‌شوند (شکل ۴). بعبارت دیگر می‌توان آن را الگویی مسطح در نظر گرفت که دستخوش ناهمگنی‌های محلی بوده است. پیروپ و Fe/(Fe+Mg) به نسبت بدون منطقه‌بندی هستند. این که Fe/(Fe+Mg) به شدت منطقه‌بندی ندارد نشان می‌دهد که تغییرات دما طی رشد گارنت کم بوده است [۲۷، ۲۸].

آمفیبول

کاتیون‌های آمفیبول به ۲۳ اکسیژن و مجموع (13eCNK)$T_1+T_2+M_1+M_2+M_3=13$ بهنجار شده است که در مرجع [۲۹] توضیح داده شده است. Fe^{3+} به حالتِ بیشترین مقدار، بر اساس مرجع [۳۰] با استفاده از نرم‌افزار WinAmphcal [۱۷] محاسبه شد (جدول ۲). در شکل‌های ۵ الف و ب، منطقه‌بندی در آمفیبول براساس روندهای ^{IV}Al-^{VI}Al و ^{IV}Al-Ti توضیح داده می‌شود، اما پارامتر شیمیایی Si با افزایش Al^{tot} و Na_{M4} کاهش می‌یابد (شکل‌های ۵ پ و ت). همه داده‌های تجزیه نقطه‌ای براساس نامگذاری انجمن جهانی کانی‌شناسی (IMA) [۳۱-۳۳]، آمفیبول کلسیمی و زیرگروه فروهورنبلند تا فروچرماکیت و چرماکیت هستند (شکل ۶ و جدول ۲). آمفیبول‌ها دارای مجموع $(Na+K)_A<0.09$ هستند. بعبارت دیگر، تهیجاهای جایگاه A بیش از ۰٫۹۱ است (جدول ۲). فروچرماکیت در لبه آمفیبولی است که در کنار گارنت رشد کرده است. مقدار اعضای نهایی آمفیبول در جدول ۲ آمده است [۳۴] که نشان دهنده جایگزینی قابل ملاحظه عضو نهایی چرماکیت است.

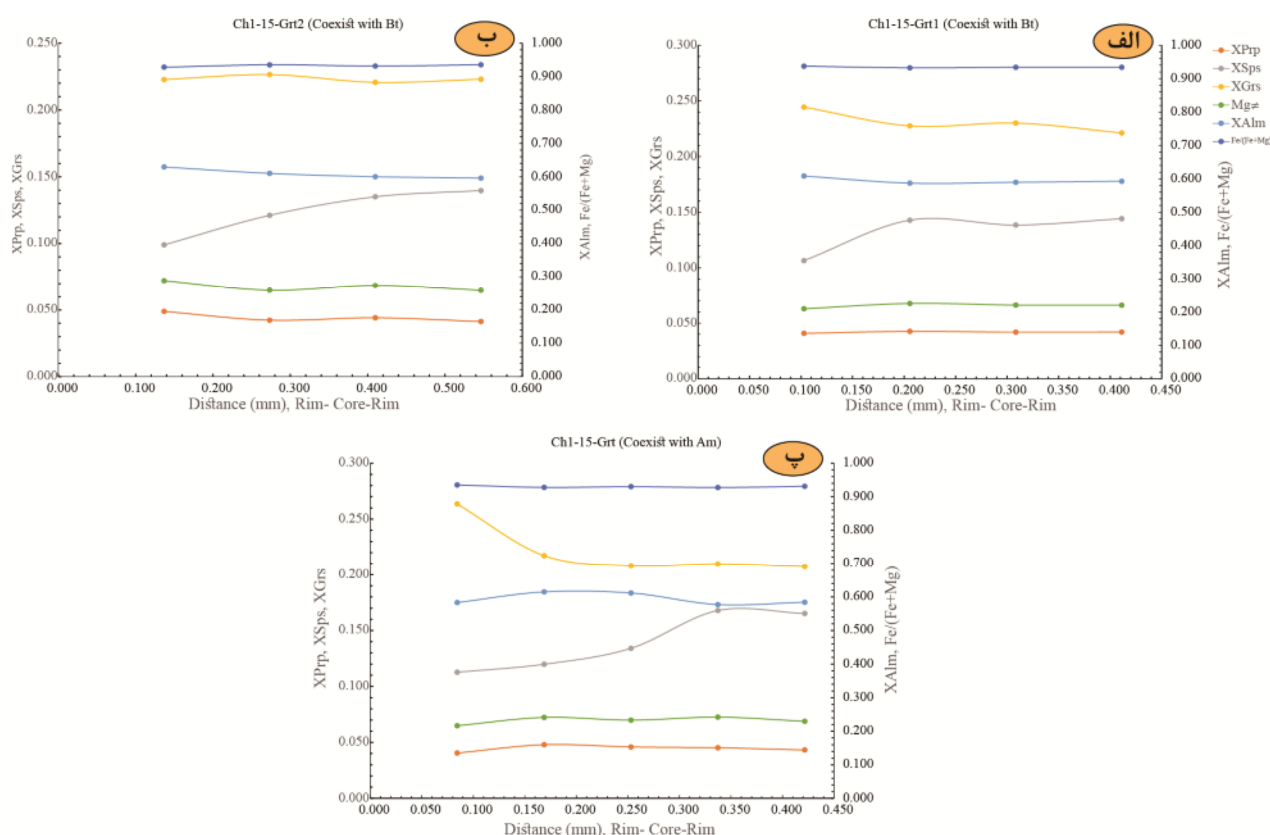
جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای گارنت و محاسبه فرمول ساختاری آن براساس روش مرجع [۲۵]. این محاسبات براساس ۸ کاتیون و ۱۲ آنیون ($X_3Y_2Z_3O_{12}$) بدون تهیجای X یا Y انجام شده است. محاسبه نسبت‌های آهن سه ظرفیتی و دوظرفیتی بر اساس موازنه بار است.

	CH_{1-15}

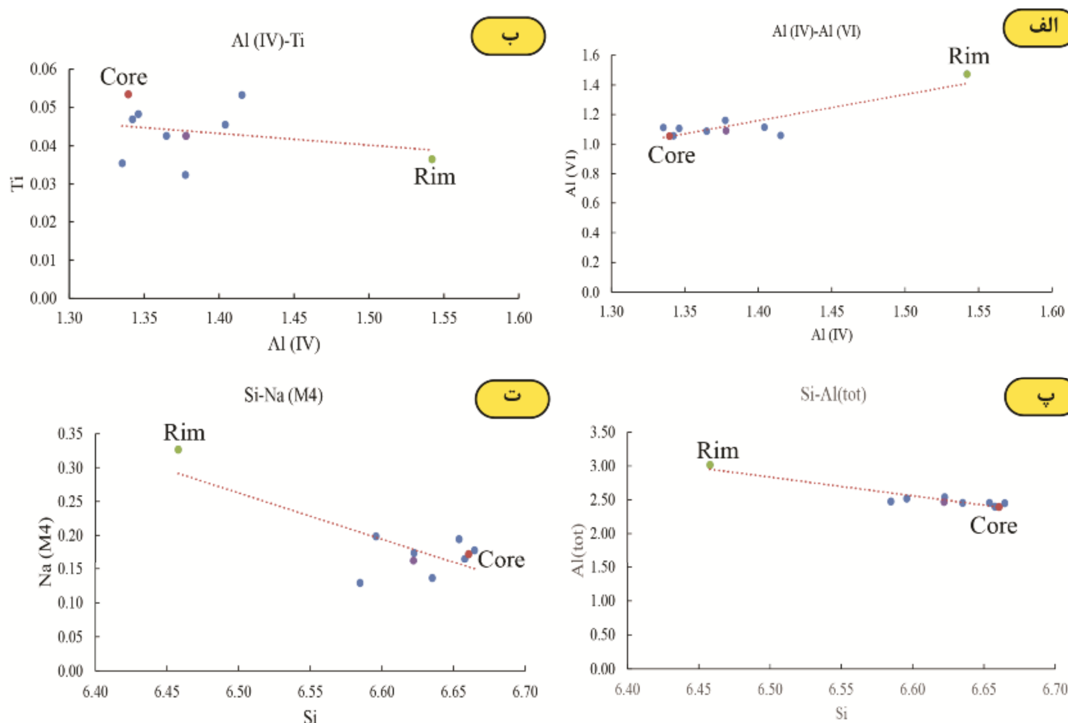
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.1.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.809]

	همزیست با Am					همزیست با Bt				همزیست با Bt			
Comment	لبه		مرکز		لبه	لبه	مرکز	مرکز	لبه	لبه	مرکز	مرکز	لبه
No.	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳
SiO_2	۳۷٫۶۰۶	۳۷٫۰۱۹	۳۶٫۸۹۴	۳۶٫۶۷۹	۳۶٫۸۹۵	۳۶٫۸۷۶	۳۷٫۲۷۶	۳۶٫۸۶۳	۳۶٫۹۰۷	۳۶٫۸۶۲	۳۶٫۸۴۲	۳۶٫۸۸۵	۳۶٫۶۹۸
TiO_2	۰٫۰۶۶	۰٫۰۲۸	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱۷	۰٫۰۵۷	۰٫۰۳۲	۰٫۰۵۹	۰٫۰۱۳	۰٫۰۴۹	۰٫۰۲۷	۰٫۱۱۸	۰٫۱۱۱	۰٫۰۸۶
Al_2O_3	۲۱٫۶۸۹	۲۱٫۳۵۸	۲۱٫۰۳۸	۲۰٫۶۴۲	۲۰٫۸۴۸	۲۰٫۶۸۸	۲۰٫۹۲۲	۲۰٫۶۶۷	۲۰٫۷۷۸	۲۰٫۶۸۸	۲۰٫۵۰۶	۲۰٫۵۶۰	۲۰٫۶۶۷
Cr_2O_3	۰٫۰۱۲	۰٫۰۳۶	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۰
FeO / FeO_{tot}	۲۶٫۶۱۸	۲۷٫۶۲۴	۲۷٫۳۳۱	۲۶٫۹۴۰	۲۶٫۸۸۱	۲۸٫۳۱۷	۲۷٫۲۸۳	۲۷٫۳۹۲	۲۷٫۳۴۵	۲۷٫۴۱۱	۲۶٫۸۳۳	۲۶٫۴۳۹	۲۶٫۴۸۳
Fe_2O_3 / calc	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
MnO	۵٫۰۱۰	۵٫۲۳۹	۵٫۸۴۱	۷٫۲۷۱	۷٫۲۰۴	۴٫۳۱۴	۵٫۳۲۸	۵٫۸۷۷	۶٫۰۹۳	۴٫۶۳۸	۶٫۲۲۸	۶٫۰۳۷	۶٫۲۵۷
(Mn_2O_3)	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
MgO	۱٫۰۲۲	۱٫۱۹۱	۱٫۱۳۷	۱٫۱۱۲	۱٫۰۷۰	۱٫۲۱۰	۱٫۰۷۱	۱٫۰۹۱	۱٫۰۲۳	۱٫۰۰۹	۱٫۰۵۵	۱٫۰۳۵	۱٫۰۳۴
CaO	۹٫۲۶۴	۷٫۵۱۰	۷٫۱۶۸	۷٫۱۸۱	۷٫۱۴۹	۷٫۶۷۲	۷٫۸۷۵	۷٫۵۹۳	۷٫۶۸۸	۸٫۴۱۳	۷٫۸۴۲	۷٫۹۲۹	۷٫۵۹۱
Si(vi)	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Si(iv)	۲٫۹۵۳	۲٫۹۷۳	۲٫۹۸۵	۲٫۹۶۲	۲٫۹۷۱	۲٫۹۹۱	۳٫۰۰۰	۲٫۹۸۲	۲٫۹۷۶	۲٫۹۹۰	۲٫۹۸۳	۲٫۹۹۷	۲٫۹۸۸
Ti	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۵
Al(iv)	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۷	۰٫۰۱۵	۰٫۰۳۸	۰٫۰۲۹	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۸	۰٫۰۲۴	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰۳	۰٫۰۱۲
Al(vi)	۱٫۹۹۴	۱٫۹۹۵	۱٫۹۹۱	۱٫۹۲۷	۱٫۹۴۹	۱٫۹۶۸	۱٫۹۸۶	۱٫۹۵۳	۱٫۹۵۰	۱٫۹۶۷	۱٫۹۴۱	۱٫۹۶۵	۱٫۹۷۱
Cr	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱
Fe^{2+} (vi)	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۰
Fe2+(dodecahedral)	۱٫۷۳۷	۱٫۸۳۰	۱٫۸۲۶	۱٫۷۱۱	۱٫۷۳۸	۱٫۸۸۳	۱٫۸۳۰	۱٫۷۹۱	۱٫۷۷۵	۱٫۸۲۰	۱٫۷۵۶	۱٫۷۶۹	۱٫۷۷۴
Fe3+	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۳	۰٫۱۰۹	۰٫۰۷۲	۰٫۰۳۷	۰٫۰۰۴	۰٫۰۶۳	۰٫۰۶۸	۰٫۰۴۰	۰٫۰۶۲	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۹
Mn2+	۰٫۳۳۶	۰٫۳۵۶	۰٫۴۰۰	۰٫۴۹۷	۰٫۴۹۱	۰٫۲۹۶	۰٫۳۶۳	۰٫۴۰۳	۰٫۴۱۶	۰٫۳۱۹	۰٫۴۲۷	۰٫۴۱۵	۰٫۴۳۲
Mg(Vi)	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Mg(dodecahedral)	۰٫۱۲۰	۰٫۱۴۳	۰٫۱۳۷	۰٫۱۳۴	۰٫۱۲۸	۰٫۱۴۶	۰٫۱۲۷	۰٫۱۳۲	۰٫۱۲۳	۰٫۱۲۲	۰٫۱۲۷	۰٫۱۲۵	۰٫۱۲۶
Ca	۰٫۷۸۵	۰٫۶۴۶	۰٫۶۲۱	۰٫۶۲۱	۰٫۶۱۷	۰٫۶۶۷	۰٫۶۷۹	۰٫۶۵۸	۰٫۶۶۴	۰٫۷۳۱	۰٫۶۸۰	۰٫۶۹۰	۰٫۶۶۲
Na	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
یوواروووت {Ca3}[Cr2](Si3)O12	۰٫۰۴٪	۰٫۱۱٪	۰٫۰۵٪	--	۰٫۰۳٪	--	۰٫۰۲٪	۰٫۰۰٪	--	--	--	۰٫۰۲٪	۰٫۰۳٪
اسپسارتین{Mn3}[Al2](Si3)O12	۱۱٫۱۸٪	۱۱٫۸۸٪	۱۳٫۳۴٪	۱۶٫۵۸٪	۱۶٫۳۸٪	۹٫۸۸٪	۱۲٫۱۱٪	۱۳٫۴۲٪	۱۳٫۸۷٪	۱۰٫۶۲٪	۱۴٫۲۴٪	۱۳٫۸۵٪	۱۴٫۳۸٪
پیروپ{Mg3}[Al2](Si3)O12	۴٫۰۲٪	۴٫۷۵٪	۴٫۵۷٪	۴٫۴۶٪	۴٫۲۸٪	۴٫۸۸٪	۴٫۰۶٪	۴٫۳۹٪	۴٫۱۰٪	۴٫۰۷٪	۴٫۲۵٪	۴٫۱۸٪	۴٫۱۸٪
آلماندین{Fe3}[Al2](Si3)O12	۵۷٫۸۸٪	۶۰٫۹۹٪	۶۰٫۸۸٪	۵۷٫۰۲٪	۵۷٫۹۲٪	۶۲٫۷۸٪	۶۱٫۰۱٪	۵۹٫۶۹٪	۵۹٫۱۸٪	۶۰٫۶۶٪	۵۸٫۵۲٪	۵۸٫۹۷٪	۵۹٫۱۴٪
گروسولار{Ca3}[Al2](Si3)O12	۲۵٫۹۳٪	۲۱٫۳۴٪	۲۰٫۶۶٪	۱۸٫۲۸٪	۱۸٫۸۸٪	۲۰٫۸۷٪	۲۲٫۱۰٪	۲۰٫۱۶٪	۲۰٫۳۵٪	۲۳٫۰۲٪	۲۰٫۰۲٪	۲۱٫۲۸٪	۲۰٫۸۷٪
آندرادیت{Ca3}[Fe2](Si3)O12	--	--	--	۲٫۳۸٪	۱٫۴۸٪	۱٫۲۵٪	۰٫۱۸٪	۱٫۷۴٪	۱٫۶۴٪	۱٫۲۶	۲۰٫۳۰٪	۱٫۲۰٪	۰٫۹۱٪
اسکورلومیتAl{Ca3}[Ti2](SiAl2)O12	۰٫۲۰٪	۰٫۰۸٪	۰٫۰۱٪	۰٫۰۵٪	۰٫۱۷٪	۰٫۱۰٪	--	۰٫۰۴٪	۰٫۱۵٪	۰٫۰۸٪	۰٫۳۶٪	۰٫۱۶٪	۰٫۲۶٪
موریموتوئید $\{Mg_3\}[SiMg](Si_3)O_{12}$	--	--	--	--	--	--	۰٫۳۶٪	--	--	--	--	۰٫۳۵٪	--
ماژوریت	--	--	--	--	--	--	۰٫۱۷٪	--	--	--	--	--	--
XAlm	۰٫۵۸۳	۰٫۶۱۵	۰٫۶۱۲	۰٫۵۷۷	۰٫۵۸۴	۰٫۶۲۹	۰٫۶۱۰	۰٫۶۰۰	۰٫۵۹۶	۰٫۶۰۸	۰٫۵۸۷	۰٫۵۹۰	۰٫۵۹۳
XPrp	۰٫۰۴۰	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴۶	۰٫۰۴۵	۰٫۰۴۳	۰٫۰۴۹	۰٫۰۴۲	۰٫۰۴۴	۰٫۰۴۱	۰٫۰۴۱	۰٫۰۴۳	۰٫۰۴۲	۰٫۰۴۲
XSps	۰٫۱۱۳	۰٫۱۲۰	۰٫۱۳۴	۰٫۱۶۸	۰٫۱۶۵	۰٫۰۹۹	۰٫۱۲۱	۰٫۱۳۵	۰٫۱۴۰	۰٫۱۰۷	۰٫۱۴۳	۰٫۱۳۸	۰٫۱۴۴
XGrs	۰٫۲۶۴	۰٫۲۱۷	۰٫۲۰۸	۰٫۲۱۰	۰٫۲۰۷	۰٫۲۲۳	۰٫۲۲۶	۰٫۲۲۱	۰٫۲۲۳	۰٫۲۴۴	۰٫۲۲۸	۰٫۲۳۰	۰٫۲۲۱
Fe/(Fe+Mg)	۰٫۹۳۵	۰٫۹۲۸	۰٫۹۳۰	۰٫۹۲۷	۰٫۹۳۱	۰٫۹۲۸	۰٫۹۳۵	۰٫۹۳۲	۰٫۹۳۵	۰٫۹۳۷	۰٫۹۳۲	۰٫۹۳۴	۰٫۹۳۴
Mg ≠	۰٫۰۶۵	۰٫۰۷۲	۰٫۰۷۰	۰٫۰۷۳	۰٫۰۶۹	۰٫۰۷۲	۰٫۰۶۵	۰٫۰۶۸	۰٫۰۶۵	۰٫۰۶۳	۰٫۰۶۸	۰٫۰۶۶	۰٫۰۶۶
آرمانی بودن	غیرآرمانی	غیرآرمانی	غیرآرمانی	غیرآرمانی	غیرآرمانی	غیرآرمانی	آرمانی	غیرآرمانی	غیرآرمانی	غیرآرمانی	غیرآرمانی	آرمانی	غیرآرمانی

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.1.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.809]



شکل۴ نیم‌رخ گارنت در نمونه گارنت آمفیبولیت (Ch_{1-15}) در الف و ب) گارنت‌هایی که همزیست با بیوتیت هستند و پ) گارنتی که همزیست با آمفیبول کلسیمی است.



شکل۵ نمودارهای Al(IV) – Al(VI) و Ti-Al(IV) الف و ب) منطقه‌بندی شیمیایی در آمفیبول از مرکز به لبه را نشان می‌دهند. پ و ت) نمودارهای Si-Na(M4) , Si-Altot) که براساس آنها با افزایش Al^{tot} و $Na_{(M4)}$ مقدار Si کاهش می‌یابد (مقادیر برحسب *apfu* است).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.1.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.809]

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول که محاسبه فرمول ساختاری آن براساس 13eCNK و با استفاده از روش مرجع [۲۹] انجام شده است رده‌بندی و فعالیت اعضای نهایی آن.

شماره نمونه	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰
[SiO_2	۴۳٫۶۶	۴۳٫۶۳	۴۳٫۲۱	۴۳٫۸۶	۴۳٫۸۱	۴۳٫۸۲	۴۳٫۴۹	۴۴٫۰۳	۴۳٫۵۴	۴۳٫۹۱
TiO_2	۰٫۳۳	۰٫۴۷	۰٫۴۷	۰٫۳۱	۰٫۲۹	۰٫۴۰	۰٫۳۷	۰٫۴۳	۰٫۴۱	۰٫۳۸
Al_2O_3	۱۷٫۲۹	۱۳٫۳۱	۱۳٫۷۷	۱۳٫۶۷	۱۴٫۲۵	۱۴٫۱۹	۱۳٫۷۶	۱۳٫۷۷	۱۳٫۳۱	۱۳٫۷۷
FeO(Total)	۱۷٫۶۹	۱۹٫۵۷	۱۹٫۴۶	۱۹٫۶۹	۱۹٫۵۱	۲۰٫۳۰	۱۹٫۹۵	۱۹٫۴۴	۱۹٫۸۳	۱۹٫۵۰
MnO	۰٫۲۹	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۶	۰٫۲۰	۰٫۲۳	۰٫۲۹	۰٫۲۶
MgO	۶٫۷۶	۶٫۵۴	۶٫۵۹	۶٫۵۶	۶٫۵۷	۶٫۲۵	۶٫۳۱	۶٫۶۴	۶٫۴۳	۶٫۵۶
CaO	۱۰٫۳۰	۱۱٫۱۷	۱۱٫۴۸	۱۱٫۱۱	۱۱٫۱۷	۱۱٫۱۲	۱۱٫۲۶	۱۱٫۱۴	۱۱٫۱۷	۱۱٫۵۸
Na_2O	۰٫۸۲	۰٫۷۰	۰٫۶۴	۰٫۵۴	۰٫۵۰	۰٫۸۷	۰٫۶۸	۰٫۷۳	۰٫۶۶	۰٫۶۳
K2O	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۲۸	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۳
F	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۰۰	۰٫۱۸	۰٫۱۱	۰٫۰۵	۰٫۱۶	۰٫۱۶
Cl	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
O=F,Cl	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۷
مجموع(wt%)a]	۹۷٫۴۸	۹۵٫۹۷	۹۶٫۲۸	۹۶٫۳۰	۹۶٫۵۸	۹۷٫۶۳	۹۶٫۳۹	۹۶٫۶۷	۹۵٫۹۸	۹۶٫۹۱
[Si	۶٫۴۶	۶٫۶۶	۶٫۵۸	۶٫۶۶	۶٫۶۲	۶٫۶۰	۶٫۶۲	۶٫۶۵	۶٫۶۶	۶٫۶۴
Ti	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴
Al	۳٫۰۱	۲٫۳۹	۲٫۴۷	۲٫۴۵	۲٫۵۴	۲٫۵۲	۲٫۴۷	۲٫۴۵	۲٫۴۰	۲٫۴۵
Fe2+	۲٫۲۱	۲٫۵۰	۲٫۴۸	۲٫۵۱	۲٫۴۷	۲٫۵۶	۲٫۵۵	۲٫۴۷	۲٫۵۴	۲٫۴۷
Mn	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳
Mg	۱٫۴۹	۱٫۴۹	۱٫۵۰	۱٫۴۹	۱٫۴۸	۱٫۴۰	۱٫۴۳	۱٫۵۰	۱٫۴۷	۱٫۴۸
Ca	۱٫۶۳	۱٫۸۳	۱٫۸۷	۱٫۸۱	۱٫۸۱	۱٫۷۹	۱٫۸۴	۱٫۸۰	۱٫۸۳	۱٫۸۸
Na	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۲۵	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۱۹
K	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴
مجموع (apfu)a]	۱۵٫۱۶	۱۵٫۲۲	۱۵٫۲۵	۱۵٫۱۸	۱۵٫۱۸	۱۵٫۲۷	۱۵٫۲۴	۱۵٫۲۱	۱۵٫۲۲	۱۵٫۲۱
[Si	۶٫۴۶	۶٫۶۶	۶٫۵۸	۶٫۶۶	۶٫۶۲	۶٫۶۰	۶٫۶۲	۶٫۶۵	۶٫۶۶	۶٫۶۴
Al(IV)	۱٫۵۴	۱٫۳۴	۱٫۴۲	۱٫۳۴	۱٫۳۸	۱٫۴۰	۱٫۳۸	۱٫۳۵	۱٫۳۴	۱٫۳۶
مجموع (apfu)]T-site(a)	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰
[Al(VI)	۱٫۴۷	۱٫۰۵	۱٫۰۶	۱٫۱۱	۱٫۱۶	۱٫۱۱	۱٫۰۹	۱٫۱۱	۱٫۰۶	۱٫۰۹
Ti	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴
Mg	۱٫۴۹	۱٫۴۹	۱٫۵۰	۱٫۴۹	۱٫۴۸	۱٫۴۰	۱٫۴۳	۱٫۵۰	۱٫۴۷	۱٫۴۸
Fe^{2+}	۲٫۰۰	۲٫۴۰	۲٫۳۹	۲٫۳۷	۲٫۳۳	۲٫۴۴	۲٫۴۳	۲٫۳۵	۲٫۴۳	۲٫۳۹
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع (apfu)]C-site(a)	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰
[Mn	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳
Fe^{2+}	۰٫۲۱	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۰۸
Ca	۱٫۶۳	۱٫۸۳	۱٫۸۷	۱٫۸۱	۱٫۸۱	۱٫۷۹	۱٫۸۴	۱٫۸۰	۱٫۸۳	۱٫۸۸
Na	۰٫۱۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Total(apfu)]B-site(a)	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰
[Na	۰٫۱۱	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۲۱	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۷
K	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴
Total(apfu)]A-site(a)	۰٫۱۶	۰٫۲۲	۰٫۲۵	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۲۱
[F	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۰۷
Cl	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
OH	۱٫۹۷	۱٫۹۹	۱٫۹۳	۱٫۹۳	۲٫۰۰	۱٫۹۲	۱٫۹۵	۱٫۹۸	۱٫۹۲	۱٫۹۳
Total]OH-site(a)	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰
[Si	۶٫۳۸	۶٫۶۰	۶٫۵۳	۶٫۶۰	۶٫۵۵	۶٫۵۳	۶٫۵۶	۶٫۵۹	۶٫۶۰	۶٫۵۸
Al(IV)	۱٫۶۲	۱٫۴۰	۱٫۴۷	۱٫۴۰	۱٫۴۵	۱٫۴۷	۱٫۴۴	۱٫۴۱	۱٫۴۰	۱٫۴۲
Total(apfu)]T-site(a)	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰
[Al(VI)	۱٫۳۶	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۱٫۰۲	۱٫۰۷	۱٫۰۳	۱٫۰۱	۱٫۰۲	۰٫۹۷	۱٫۰۲
Ti	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴
Fe3+	۰٫۵۶	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۴۶	۰٫۴۷	۰٫۴۴	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۴۳	۰٫۳۶
Mg	۱٫۴۷	۱٫۴۷	۱٫۴۸	۱٫۴۷	۱٫۴۷	۱٫۳۹	۱٫۴۲	۱٫۴۸	۱٫۴۵	۱٫۴۷
Mn	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳
Fe2+	۱٫۵۴	۲٫۰۵	۲٫۰۴	۱٫۹۸	۱٫۹۴	۲٫۰۷	۲٫۰۹	۲٫۰۰	۲٫۰۶	۲٫۰۸
Total(apfu)]M1,2,3-sites(a)	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰
[Fe2+	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰
Ca	۱٫۶۱	۱٫۸۱	۱٫۸۶	۱٫۷۹	۱٫۷۹	۱٫۷۸	۱٫۸۲	۱٫۷۹	۱٫۸۱	۱٫۸۶
Na	۰٫۳۳	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۲۰	۰٫۱۶	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۱۴
Total(apfu)]M4-site(a)	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰
[Na	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۵
K	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴
Total(apfu)]A-site(a)	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۹
[F	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۰۷
Cl	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
OH	۱٫۹۷	۱٫۹۹	۱٫۹۳	۱٫۹۳	۲٫۰۰	۱٫۹۲	۱٫۹۵	۱٫۹۸	۱٫۹۲	۱٫۹۳
Total]OH-site(a)	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰
[Total Cations](a)	۱۵٫۰۵	۱۵٫۰۸	۱۵٫۱۱	۱۵٫۰۵	۱۵٫۰۵	۱۵٫۱۱	۱۵٫۱۰	۱۵٫۰۷	۱۵٫۰۸	۱۵٫۰۹
[Fe2O3(calc)	۵٫۱۲	۳٫۵۸	۳٫۵۶	۴٫۰۹	۴٫۱۸	۳٫۸۹	۳٫۶۰	۳٫۶۸	۳٫۷۴	۳٫۲۰
FeO(calc)	۱۳٫۰۹	۱۶٫۳۴	۱۶٫۲۵	۱۶٫۰۱	۱۵٫۷۵	۱۶٫۸۰	۱۶٫۷۱	۱۶٫۱۳	۱۶٫۴۷	۱۶٫۶۳
H2O(calc)	۲٫۰۰	۱٫۹۵	۱٫۹۰	۱٫۹۰	۱٫۹۸	۱٫۹۱	۱٫۹۲	۱٫۹۶	۱٫۸۹	۱٫۹۱
Total](a)	۹۹٫۹۸	۹۸٫۲۸	۹۸٫۵۴	۹۸٫۶۲	۹۸٫۹۸	۹۹٫۹۲	۹۸٫۶۷	۹۹٫۰۰	۹۸٫۲۵	۹۹٫۱۴
[Cation Charge](a)	۴۶٫۰۹	۴۶٫۰۰	۴۶٫۰۰	۴۶٫۰۲	۴۶٫۰۳	۴۶٫۰۰	۴۶٫۰۰	۴۶٫۰۰	۴۶٫۰۰	۴۶٫۰۰
[Si	۶٫۴۶	۶٫۶۶	۶٫۵۸	۶٫۶۶	۶٫۶۲	۶٫۶۰	۶٫۶۲	۶٫۶۵	۶٫۶۶	۶٫۶۴
Al(IV)	۱٫۵۴	۱٫۳۴	۱٫۴۲	۱٫۳۴	۱٫۳۸	۱٫۴۰	۱٫۳۸	۱٫۳۵	۱٫۳۴	۱٫۳۶
Total(apfu)]T-site(a)	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰
[Al(VI)	۱٫۴۷	۱٫۰۵	۱٫۰۶	۱٫۱۱	۱٫۱۶	۱٫۱۱	۱٫۰۹	۱٫۱۱	۱٫۰۶	۱٫۰۹

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.1.7]

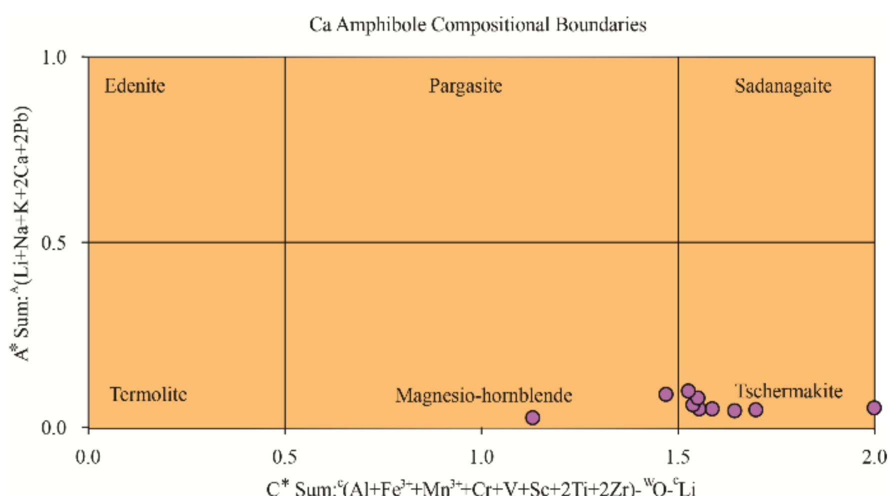
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.809]

ادامه جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول، محاسبه فرمول ساختاری، رده‌بندی و فعالیت اعضای نهایی آن.

Sample No	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰
Ti	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴
Mg	۱/۴۹	۱/۴۹	۱/۵۰	۱/۴۹	۱/۴۸	۱/۴۰	۱/۴۳	۱/۵۰	۱/۴۷	۱/۴۸
Fe2+	۲/۰۰	۲/۴۰	۲/۳۹	۲/۳۷	۲/۳۳	۲/۴۴	۲/۴۳	۲/۳۵	۲/۴۳	۲/۳۹
Total(apfu)]C-site(a)	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰
[FM	۰/۲۲	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۱
Ca	۱/۶۳	۱/۸۳	۱/۸۷	۱/۸۱	۱/۸۱	۱/۷۹	۱/۸۴	۱/۸۰	۱/۸۳	۱/۸۸
Na	۰/۱۴	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۲
Total(apfu)]B-site(a)	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰
Na	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۲۰	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۷
K	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴
Total(apfu)]A-site(a)	۰/۱۴	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۲۶	۰/۲۳	۰/۲۰	۰/۲۲	۰/۲۱
[Amphibole Groups]	Calcic amphibole	Calcic amphibole	Calcic amphibole	Calcic amphibole	Calcic amphibole	Calcic amphibole	Calcic amphibole	Calcic amphibole	Calcic amphibole	Calcic amphibole
[Calcic Amphibole Names]	Ferrotschermakite	Ferrohornblende	Ferrohornblende	Ferrohornblende	Ferrohornblende	Ferrohornblende	Ferrohornblende	Ferrohornblende	Ferrohornblende	Ferrohornblende
Species (Locock, 2012)	tschermakite	ferro-tschermakite	ferro-tschermakite	ferro-tschermakite	ferro-tschermakite	ferro-hornblende	ferro-tschermakite	ferro-tschermakite	ferro-tschermakite	ferro-hornblende
Formula (Locock, 2012)	(K0.052)Σ0.052 (Ca1.605Na0.231)Σ1.836 (Mg1.466Feii1.375Al1.31FeIII0.777Ti0.036Mnii0.036)Σ5 (Si6.347Al1.653)Σ8 O22 ((OH)1.967F0.023Cl0.01)Σ2	(K0.051Na0.012)Σ0.063 (Ca1.808Na0.192)Σ2 (Feii2Mg1.472Al0.96FeIII0.472Ti0.053Mnii0.04Ni0.004)Σ5.001 (Si6.591Al1.409)Σ8 O22 ((OH)1.986F0.011Cl0.003)Σ2	(K0.054Na0.043)Σ0.097 (Ca1.856Na0.144)Σ2 (Feii2.005Mg1.482Al0.97FeIII0.451Ti0.053Mnii0.039)Σ5 (Si6.52Al1.48)Σ8 O22 ((OH)1.934F0.064Cl0.002)Σ2	(K0.046)Σ0.046 (Ca1.785Na0.158)Σ1.943 (Feii1.895Mg1.467Al0.998FeIII0.576Ti0.035Mnii0.029)Σ5 (Si6.581Al1.419)Σ8 O22 ((OH)1.931F0.064Cl0.005)Σ2	(K0.047)Σ0.047 (Ca1.787Na0.145)Σ1.932 (Feii1.843Mg1.462Al1.042FeIII0.592Ti0.032Mnii0.028Ni0.001)Σ5 (Si6.537Al1.463)Σ8 O22 ((OH)1.999Cl0.001)Σ2	(K0.026)Σ0.026 (Ca0.777Na0.11)Σ0.887 (Feii1.107Al1.091Mg0.607Ti0.02Mnii0.015)Σ2.84 (Si9.376)Σ9.376 O22 ((OH)1.963F0.036)Σ1.999	(K0.058Na0.018)Σ0.076 (Ca1.819Na0.181)Σ2 (Feii2.047Mg1.419Al0.998FeIII0.468Ti0.042Mnii0.025Ni0.001)Σ5 (Si6.554Al1.446)Σ8 O22 ((OH)1.947F0.053)Σ2	(K0.049)Σ0.049 (Ca1.784Na0.211)Σ1.995 (Feii1.95Mg1.48Al1.011FeIII0.481Ti0.048Mnii0.029Ni0.002)Σ5.001 (Si6.584Al1.416)Σ8 O22 ((OH)1.979F0.021)Σ2	(K0.049Na0.002)Σ0.051 (Ca1.81Na0.19)Σ2 (Feii2.005Mg1.45Al0.958FeIII0.503Ti0.046Mnii0.037)Σ4.999 (Si6.585Al1.415)Σ8 O22 ((OH)1.924F0.075Cl0.001)Σ2	(Na0.045K0.044)Σ0.089 (Ca1.861Na0.139)Σ2 (Feii2.074Mg1.465Al1.015FeIII0.37Ti0.042Mnii0.033)Σ4.999 (Si6.582Al1.418)Σ8 O22 ((OH)1.926F0.074)Σ2
[T(°C) Otten,1984]	۵۸۸/۹۲	۶۰۹/۴۱	۶۰۹/۱۶	۵۸۷/۶۵	۵۸۴/۰۰	۵۹۹/۷۹	۵۹۶/۲۹	۶۰۳/۱۶	۶۰۱/۴۹	۵۹۶/۳۱
[P(kbar)Hammastrom and Zen, 1986]	۱۱/۲۴	۸/۱۲	۸/۵۲	۸/۳۹	۸/۸۵	۸/۷۵	۸/۵۰	۸/۴۲	۸/۱۵	۸/۴۲
[P(kbar) Hollister et al., 1987]	۱۲/۲۴	۸/۷۴	۹/۱۹	۹/۰۵	۹/۵۶	۹/۴۴	۹/۱۷	۹/۰۷	۸/۷۷	۹/۰۷
[P(kbar) Johnson and Rutherford,	۹/۲۹	۶/۶۷	۷/۰۱	۶/۸۹	۷/۲۸	۷/۱۹	۶/۹۸	۶/۹۲	۶/۶۹	۶/۹۲
[P(kbar)Thomas and Ernst, 1990]	۹/۸۷	۶/۵۵	۶/۹۸	۶/۸۴	۷/۳۳	۷/۲۲	۶/۹۶	۶/۸۷	۶/۵۸	۶/۸۷
[P(kbar) Schmidt, 1992]	۱۱/۳۴	۸/۳۸	۸/۷۷	۸/۶۴	۹/۰۷	۸/۹۸	۸/۷۴	۸/۶۷	۸/۴۱	۸/۶۷
[P(kbar) Ague, 1997]	۹/۲۸	۷/۰۷	۷/۳۶	۷/۲۶	۷/۵۹	۷/۵۲	۷/۳۴	۷/۲۸	۷/۰۹	۷/۲۸
[P(kbar) Ernst and Lui,1998]	۲۱/۴۵	۱۴/۵۱	۱۴/۱۲	۱۵/۱۶	۱۵/۷۵	۱۵/۵۲	۱۴/۹۰	۱۵/۴۶	۱۴/۳۹	۱۴/۷۳
[P(MPa) Larocque and Canil, 2010]	۲۴۴۷/۳۵	۱۷۶۵/۷۱	۱۷۷۲/۹۵	۱۸۶۰/۴۱	۱۹۳۹/۴۳	۱۸۶۲/۹۲	۱۸۲۵/۸۶	۱۸۵۱/۰۵	۱۷۶۹/۳۳	۱۸۲۰/۴۵
[P(MPa) Krawczynski et al., 2012]	۲۴۱۷/۷۱	۱۷۱۸/۰۸	۱۷۲۵/۵۱	۱۸۱۵/۲۸	۱۸۹۶/۳۸	۱۸۱۷/۸۶	۱۷۷۹/۸۳	۱۸۰۵/۶۸	۱۷۲۱/۸۰	۱۷۷۴/۲۷
[P(kbar) Putrika, 2016]	۱۱/۶۷	۷/۳۴	۷/۸۴	۷/۶۸	۸/۲۶	۸/۱۳	۷/۸۱	۷/۷۱	۷/۳۷	۷/۷۱
[P(kbar) Mutch et al., 2016]	۱۰/۴۷	۶/۹۵	۷/۳۴	۷/۲۰	۷/۶۷	۷/۵۹	۷/۳۳	۷/۲۶	۶/۹۶	۷/۲۵
T(°C)Gerya et al., 1997	۵۹۶/۳	۵۷۳/۶	۵۸۶/۰	۵۷۲/۶	۵۷۷/۳	۵۸۴/۷	۵۸۰/۶	۵۷۴/۸	۵۷۶/۱	۵۷۷/۶
P(kbar) Gerya et al., 1997	۶/۲۰	۵/۲۶	۵/۴۴	۵/۴۵	۵/۵۹	۵/۵۴	۵/۴۲	۵/۳۵	۵/۳۱	۵/۳۸
Fe3+/∑Fe	۰/۲۶۸	۰/۱۶۶	۰/۱۶۶	۰/۱۸۹	۰/۱۹۵	۰/۱۷۴	۰/۱۶۳	۰/۱۷۱	۰/۱۷۱	۰/۱۴۸
Fe/(Fe+Mg)	۰/۶۰	۰/۶۳	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۶۳	۰/۶۵	۰/۶۴	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۶۳

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.1.7]

[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.809]



شکل۶ مرزهای ترکیبی آمفیبول‌های کلسیمی؛ نمونه‌های آمفیبول در گارنت آمفیبولیت بیشتر در چرماکیت قرار دارند (برگرفته از مرجع [۳۰]).

بیوتیت‌های کلریتی شده

نتایج داده‌های نقطه‌ای ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های کلریتی شده در جدول ۳ ارائه شده‌اند. چنان که دیده می‌شود، مجموع کل اکسیدها کمتر از ۹۶-۹۵٪ (بدون درنظر گرفتن آب) و مقدار K_2O نیز کمتر از ۸ درصد است. مجموع کل اکسیدهای موجود در کلریت به جز آب کمتر از ۸۹ درصد است. بنابراین بیوتیت‌ها کلریتی شده‌اند. به این دلیل شیمی کلریت با استفاده از نرم افزار WinCcac [۱۶] بر پایه ۱۴ اکسیژن رده‌بندی و بررسی شد (جدول ۳).

با توجه به جدول ۳، کلریت‌ها در گروه I قرار دارند. در کلریت‌های سازنده سنگ، Mg, Fe و Al کاتیون‌های اصلی هشت وجهی هستند و افزایش Al اغلب با افزایش تهیجا (□) همراهی می‌شود، بنابراین کلریت‌های گروه I آن‌هایی هستند که دارای $X_{Mg}+X_{Fe(tot)} \geq X_{Al}+X_{\square}$ (X تعداد اتمها در واحد فرمولی است) باشند [۳۵] و بر این اساس، کلریت‌های گیسور در گستره آهن و آلومینیم‌دار قرار دارند (شکل ۷ الف). آنها بر اساس نمودار X_{Mg}-$^{VI}R^{3+}$ [۳۶] و نمودار سامانه متحد R^{2+}-Si [۳۷] در زیرگروه سه-سه هشت‌وجهی (شکل ۷ ب) و با نام شاموزیت [۳۷، ۳۸] رده‌بندی می‌شوند و کلریت‌های نوع I از متاپلیت‌های فشار پایین هستند و با Bt+Grt در دمای پایین و با Bt+Grt+St در رخساره آمفیبولیت همزیست هستند [۳۵].

دما-فشار سنجی

شرایط دما-فشار دگرگونی بوسیله زمین دما-فشارسنجهای مرسوم محاسبه شده‌اند. در اینجا با وجود همزیستی گارنت و بیوتیت، از آنجاکه داده‌های بیوتیت جایگزینی آن را با کلریت تأیید می‌کند، از روش بیوتیت – گارنت [۳۹-۴۴] نمی‌توان استفاده کرد. بنابراین در اینجا از روش‌های دیگر استفاده شد.

روش گارنت – آمفیبول

تبادل Fe-Mg بین هورنبلند-گارنت برای انجام زمین دماسنجی توسط داده های مرجع [۴۵] کالیبره شد (تابع ۱). این زمین دماسنج برای دماهای زیر حدود ۸۵۰ ^oC و برای سنگ‌های با گارنت فقیر از Mn و هورنبلند معمولی که بطور گسترده‌ای با شیمی متفاوتی در فعالیت پایین O_2 دگرگون می‌شود، کاربرد دارد. گراهام و پاول [۴۵] تابع زیر را برای زمین دماسنج هورنبلند – گارنت استفاده کردند:

$$T (K) = (2880+(3280*X_{Ca, Grt}))/LnK_D+2.426 \quad (1)$$

در این رابطه، K_D ضریب توزیع Fe-Mg است که به صورت زیر بدست می‌آید:

$$K_D= (X_{Fe, Grt}/X_{Mg, Grt})/ (X_{Fe, Hb}/X_{Mg, Hb}) \quad (2)$$

براین اساس، گارنت و آمفیبول‌های کنار هم (همزیست) و نزدیک به تعادل ترمودینامیکی انتخاب شدند و از نرم‌افزار GTB برای محاسبه دما استفاده شد. بر این اساس، برای هسته گارنت و آمفیبول دمای ۵۲۴٫۸۶ ^oC و برای لبه این کانی‌ها، دمای ۴۸۱٫۸۱ ^oC بدست آمد. این دما در گستره واکنش And=Ky قرار دارد. در حالی که در متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی گیسور بعلت تبدیل چندریختی آندالوزیت به سیلیمانیت، این گستره دمایی نمی‌تواند قابل قبول باشد، زیرا چنان که گفته شد مقدار اسپسارتین گارنت بالاست و در گارنت همزیست با فروچرماکیت به ۱۶٫۵۸٪ (X_{Sps}=۰٫۱۶۸)، می‌رسد. همچنین در آمفیبولیت‌ها، مقداری تیتانیت (اسفن) و هماتیت دیده می‌شود که نشان‌دهنده گریزندگی اکسیژن (fo2) بالاست

[۲۸، ۴۶]. افزون بر این، حضور اپیدوت در نزدیکی گارنت آمفیبولیت‌ها در صحرا نشان‌دهنده گریزندگی اکسیژن بالاست. به بیان دیگر، گریزندگی اکسیژن کمتر از بافر (کوارتز-فایالیت-مگنتیت QFM) نیست [۲۸].

چنان که اشاره شد، زمین دماسنجی به دو روش بالا ممکن نیست، بنابراین آنچه برای زمین‌دماسنجی نیاز است باید مستقل از سایر کانی‌ها باشد. از این‌رو روش دماسنجی آمفیبول که در زیر توضیح داده می‌شود به کار رفت.

جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای بیوتیت‌های کلریتی شده و تعیین فرمول واحد ساختاری به همراه رده‌بندی

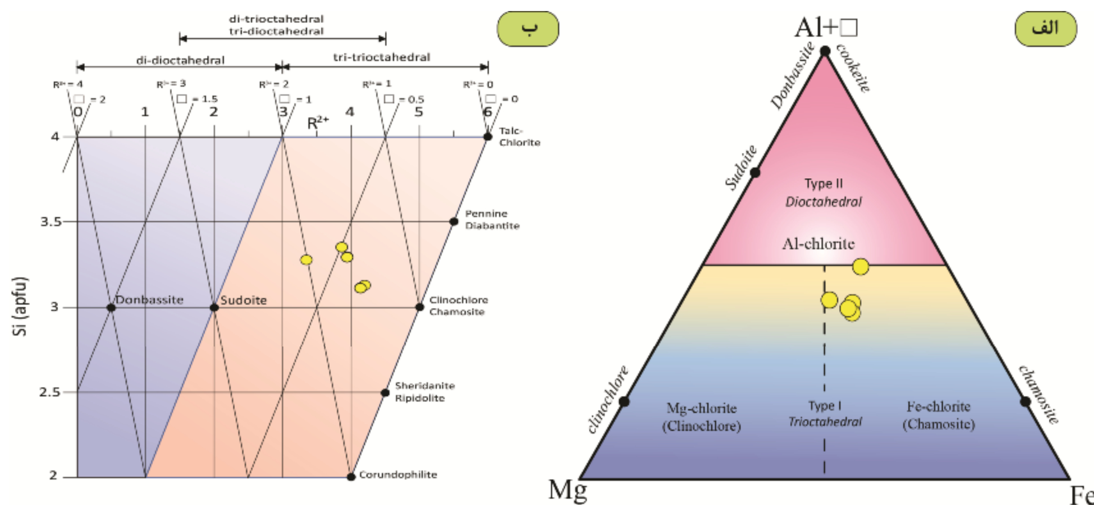
شماره نمونه	۲۲	۲۳	۲۴	۲۶	۲۷
(%)[SiO_2	۳۰٫۱۱	۲۷٫۸۰	۲۷٫۵۳	۲۸٫۷۸	۳۱٫۰۹
TiO_2	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۹۰	۰٫۰۸
Al_2O_3	۱۷٫۲۵	۱۷٫۲۶	۱۷٫۵۶	۱۷٫۸۵	۱۷٫۲۴
FeO	۲۵٫۵۳	۲۶٫۲۱	۲۵٫۲۲	۲۲٫۵۹	۲۱٫۹۶
MnO	۰٫۲۵	۰٫۲۲	۰٫۱۸	۰٫۱۳	۰٫۲۵
MgO	۹٫۷۰	۱۰٫۱۶	۱۰٫۲۷	۶٫۹۵	۱۱٫۵۴
CaO	۰٫۸۴	۰٫۵۵	۰٫۵۰	۱٫۸۵	۰٫۵۲
Na2O	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۰۷
K2O	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۶۰	۱٫۳۹	۰٫۸۵
F	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cl	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۱
O=F	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
O=Cl	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰
مجموع (%)	۸۴٫۰۷	۸۲٫۶۰	۸۲٫۰۲	۸۰٫۶۳	۸۳٫۶۶
[H2O(c)	۱۰٫۹۳	۱۰٫۶۴	۱۰٫۵۹	۱۰٫۵۰	۱۱٫۱۱
FeO(c)](%)	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
(apfu)[Si	۳٫۳۰	۳٫۱۳	۳٫۱۲	۳٫۲۸	۳٫۳۵
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۱
Al	۲٫۲۲	۲٫۲۹	۲٫۳۴	۲٫۴۰	۲٫۱۹
Fe(2+)	۲٫۳۴	۲٫۴۷	۲٫۳۹	۲٫۱۵	۱٫۹۸
Mn	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Ni	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۱٫۵۸	۱٫۷۱	۱٫۷۳	۱٫۱۸	۱٫۸۶
Ca	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۲۳	۰٫۰۶
Na	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱
K	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۲۰	۰٫۱۲
F	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cl	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
OH](apfu)	۷٫۹۸	۸٫۰۰	۷٫۹۹	۷٫۹۹	۸٫۰۰
[Si	۳٫۳۰	۳٫۱۳	۳٫۱۲	۳٫۲۸	۳٫۳۵
Al(IV)	۰٫۷۰	۰٫۸۷	۰٫۸۸	۰٫۷۲	۰٫۶۵
چاروجهی[مجموع	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰
[Al(VI)	۱٫۵۲	۱٫۴۲	۱٫۴۶	۱٫۶۸	۱٫۵۵
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۱
Fe2+	۲٫۳۴	۲٫۴۷	۲٫۳۹	۲٫۱۵	۱٫۹۸
Mn	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Ni	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۱٫۵۸	۱٫۷۱	۱٫۷۳	۱٫۱۸	۱٫۸۶
هشت وجهی[مجموع	۵٫۴۷	۵٫۶۲	۵٫۶۰	۵٫۱۰	۵٫۴۲
[تهیجای هشت وجهی]	۰٫۵۳	۰٫۳۸	۰٫۴۰	۰٫۹۰	۰٫۵۸
[Ca	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۲۳	۰٫۰۶
Na	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱
K	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۲۰	۰٫۱۲
مجموع]	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۴۶	۰٫۱۹
[OH	۷٫۹۸	۸٫۰۰	۷٫۹۹	۷٫۹۹	۸٫۰۰
F	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cl	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
مجموع]	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰
[Si(T1)	۲٫۵۹	۲٫۲۶	۲٫۲۳	۲٫۵۶	۲٫۷۱
Al(T1)	۰٫۷۰	۰٫۸۷	۰٫۸۸	۰٫۷۲	۰٫۶۵
Si(T2)	۰٫۷۰	۰٫۸۷	۰٫۸۸	۰٫۷۲	۰٫۶۵
Al(T2)	۱٫۵۲	۱٫۴۲	۱٫۴۶	۱٫۶۸	۱٫۵۵
Mg(M1+M4)	۰٫۹۴	۱٫۰۰	۱٫۰۱	۰٫۶۴	۱٫۱۱
Fe(M1+M4)	۱٫۳۹	۱٫۴۵	۱٫۳۹	۱٫۱۷	۱٫۱۸
Al(M1+M4)	۰٫۷۰	۰٫۸۷	۰٫۸۸	۰٫۷۲	۰٫۶۵
تهیجا(M1+M4)	۰٫۴۱	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۴۸	۰٫۴۵
Mg(M2+M3)	۰٫۶۴	۰٫۷۰	۰٫۷۲	۰٫۵۴	۰٫۷۵

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.1.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.809]

ادامه جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای بیوتیت‌های کلریتی شده و تعیین فرمول واحد ساختاری به همراه رده‌بندی

شماره نمونه	۲۲	۲۳	۲۴	۲۶	۲۷
Fe(M2+M3)	۰٫۹۵	۱٫۰۲	۰٫۹۹	۰٫۹۸	۰٫۸۰
Al(M2+M3)]	۰٫۴۱	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۴۸	۰٫۴۵
[XSi,tet	۰٫۶۵	۰٫۵۷	۰٫۵۶	۰٫۶۴	۰٫۶۸
XAl,tet	۰٫۳۵	۰٫۴۳	۰٫۴۴	۰٫۳۶	۰٫۳۲
XTotal,tet]	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰
[XAl,oct	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۲۸	۰٫۲۶
XMg,oct	۰٫۲۷	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۲۰	۰٫۳۱
XFe,oct	۰٫۳۹	۰٫۴۱	۰٫۴۰	۰٫۳۶	۰٫۳۳
XVacancy,oct	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۱۵	۰٫۱۰
XTotal,oct]	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰
[XSi(T2)	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰
XAl(T2)	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰
XFe(M2M3)	۰٫۴۸	۰٫۵۲	۰٫۵۱	۰٫۵۰	۰٫۴۲
XMg(M2M3)	۰٫۳۳	۰٫۳۶	۰٫۳۷	۰٫۲۸	۰٫۳۹
XAl(M2M3)	۰٫۱۹	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۲۲	۰٫۲۰
XFe(M1)	۰٫۳۶	۰٫۴۴	۰٫۴۴	۰٫۳۶	۰٫۳۱
XMg(M1)	۰٫۲۵	۰٫۳۱	۰٫۳۲	۰٫۲۰	۰٫۲۹
XVacancy(M1)]	۰٫۳۹	۰٫۲۵	۰٫۲۳	۰٫۴۴	۰٫۳۹
[Si	۳٫۳۰	۳٫۱۳	۳٫۱۲	۳٫۲۸	۳٫۳۵
Fe/(Fe+Mg)	۰٫۶۰	۰٫۵۹	۰٫۵۸	۰٫۶۵	۰٫۵۲
Fe(total)	۲٫۳۴	۲٫۴۷	۲٫۳۹	۲٫۱۵	۱٫۹۸
(Al+Mg+Fe)	۶٫۱۴	۶٫۴۷	۶٫۴۶	۵٫۷۳	۶٫۰۳
(XMg+XFe)	۳٫۹۲	۴٫۱۸	۴٫۱۲	۳٫۳۴	۳٫۸۴
Octahedral occupancy	۵٫۴۷	۵٫۶۲	۵٫۶۰	۵٫۱۰	۵٫۴۲
Vacancy	۰٫۵۳	۰٫۳۸	۰٫۴۰	۰٫۹۰	۰٫۵۸
(XAl+XVacancy)	۲٫۷۶	۲٫۶۷	۲٫۷۵	۳٫۲۹	۲٫۷۷
(Fe2+Mg)	۳٫۹۲	۴٫۱۸	۴٫۱۲	۳٫۳۴	۳٫۸۴
R2+	۳٫۹۴	۴٫۲۰	۴٫۱۴	۳٫۳۵	۳٫۸۶
R3+]	۱٫۵۲	۱٫۴۳	۱٫۴۶	۱٫۷۵	۱٫۵۵
[Al/(Al+Mg+Fe2+)	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۳۶	۰٫۴۲	۰٫۳۶
Mg/(Mg+Fe2+)	۰٫۴۰	۰٫۴۱	۰٫۴۲	۰٫۳۵	۰٫۴۸
Na+K+2Ca	۰٫۲۴	۰٫۱۹	۰٫۲۳	۰٫۶۸	۰٫۲۵
AlVI+Fe2+	۳٫۸۶	۳٫۸۹	۳٫۸۴	۳٫۸۳	۳٫۵۳
AlVI+Mg+Fe2+	۵٫۴۴	۵٫۶۰	۵٫۵۸	۵٫۰۱	۵٫۳۸
AlVI/(Si+AlIV)]	۰٫۱۸	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۱۸	۰٫۱۶
%[Al-chl	۲۰٫۴۵	۲۰٫۴۶	۲۱٫۰۰	۲۳٫۹۱	۲۰٫۳۶
Fe-chl	۵۰٫۴۵	۴۹٫۰۶	۴۷٫۹۴	۵۲٫۵۲	۴۵٫۱۷
Mg-chl]	۲۹٫۱۰	۳۰٫۴۸	۳۱٫۰۶	۲۳٫۵۷	۳۴٫۴۸
%[Clinochlore	۴۰٫۱۵	۴۰٫۶۶	۴۱٫۸۸	۳۵٫۲۹	۴۸٫۰۸
Chamosite	۵۹٫۲۶	۵۸٫۸۴	۵۷٫۷۱	۶۴٫۳۳	۵۱٫۳۳
Pennantite]	۰٫۵۹	۰٫۵۰	۰٫۴۱	۰٫۳۸	۰٫۵۹
[Subgroup(R)	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri
Subgroup(Vacancy)	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri	tri-tri
Type]	Type-I	Type-I	Type-I	Type-I	Type-I
نمونه های مرجع [۳۵]	Fe chlorite	Fe chlorite	Fe chlorite	Al chlorite	Al chlorite
نمونه های مرجع [۳۷]	Chamosite	Chamosite	Chamosite	Chamosite	Chamosite
نمونه های مرجع [۳۸]	Chamosite	Chamosite	Chamosite	Chamosite	Chamosite
نمونه های این پژوهش	Chamosite	Chamosite	Chamosite	Chamosite	Chamosite

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.1.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.809]



شکل ۷ الف) نمودار (□+Mg-Fe-(Al که براساس آن نمونه‌های کلریتِ گیسور در گروه I قرار دارند (برگرفته از مرجع [۳۴]). ب) نمودار – که با توجه به آن، نمونه‌های کلریتِ گیسور در زیرگروه سه- سه هشت وجهی قرار دارند (برگرفته از مرجع [۳۶]).

روش دماسنجی آمفیبول

به گزارش برخی پژوهشگران [۴۷، ۴۸]، مقدار Ti به شدت با دما افزایش می‌یابد و مستقل از ترکیب سنگ کل است. بنابراین باید امکان استفاده از مقدار Ti به عنوان دماسنج وجود داشته باشد. البته اینکار چند پیچیدگی دارد، زیرا مقدار Ti ممکن است وابسته به عوامل دیگری باشد. افزایش گریزندگی اکسیژن از بافر QFM به بافر MH (مگنتیت–هماتیت) به شدت مقدار Ti هورنبلند را کاهش می‌دهد. همچنین به باور ارنست ولیو [۴۸] مقدار Ti در کلسیم آمفیبول‌ها تقریباً مستقل از فشار است. بنابراین مقدار Ti بالاتر از ^{o}C ۵۰۰ در یک دماسنج نشان دهنده محلول بودن Ti در آمفیبول کلسیمی است [۴۸]. براساس شکل ۸، گریزندگی اکسیژن در گارنت آمفیبولیت‌ها در سطح متوسط قرار دارد [۴۹]، اما به مرز گریزندگی سطح پایین نزدیک است. به بیان دیگر، چنان که اندرسن و اسمیت [۴۹] پیشنهاد داده‌اند، نسبت Fe/(Fe+Mg) بین ۰٫۶۵ -۰٫۶۰ است، بنابراین نمونه‌های گارنت آمفیبولیت بر بافر QFM و کمی بالاتر از آن قرار دارند. از آنجاکه نزدیک بودن به بافر QFM اثر کمی بر مقدار Ti دارد [۵۰]. می‌توان از دماسنجی مقدار Ti در آمفیبول با توجه به نزدیک بودن به بافر QFM استفاده کرد. ارتن [۵۰] با استفاده از داده‌های مرجع [۴۷]، رابطه دماسنج نیمه تجربی Ti در آمفیبول را با میانگین ترکیب‌های آمفیبول که شامل دو بخش است، به دست آورد:

$[T]_{O84}(^{o}C) = 273*(Ti/23O) + 877 : T>970\ ^{o}C$ برای (۳)

$[T]_{O84}(^{o}C) = 1204*(Ti/23O) + 545 : T<970^{o}C$ برای (۴)

که در تابع بالا، Ti/23 O مقدارکاتیون‌های Ti (برحسب *apfu*) در آمفیبول کلسیمی است که در واحد فرمولی برپایه ۲۳ اکسیژن محاسبه شده باشد. بر اساس دماسنجی آمفیبول [۵۰] که با استفاده از نرم‌افزار WinAmptb [۱۷] انجام شد، دمای ^{o}C ۶۰۹-۵۸۴ بدست آمد.

گریا و همکاران [۵۱] وابستگی Si به دما را در مجموعه‌-های دارای پلاژیوکلاز و کوارتز، تعیین کرده و با داده‌های تجربی از مرجع [۵۲] تابع تصحیح شده زیر را برای مجموعه کلسیت + کلریت + زوئیزیت + کوارتز + پلاژیوکلاز + آمفیبول کلسیمی را بدست آوردند [۵۳]:

$$T[K] = 4701/(1.825 - 1.987\ln(8/15.5 - Si_{Am}/sum_{kat} + 0.07531)) \quad (۵)$$

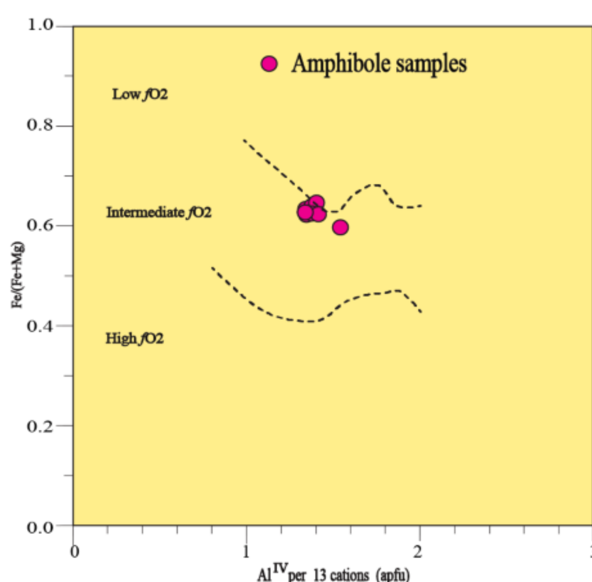
Si_{Am} و sum_{kat} به ترتیب مقدار Si و مجموع کاتیون‌ها در فرمول ساختاری آمفیبول هستند که براساس ۱۳ کاتیون محاسبه شدند (جدول۲). براساس این روش، دما در گستره ^{o}C ۵۹۶٫۳ -۵۷۲٫۶ قرار دارد.

فشارسنج آمفیبول

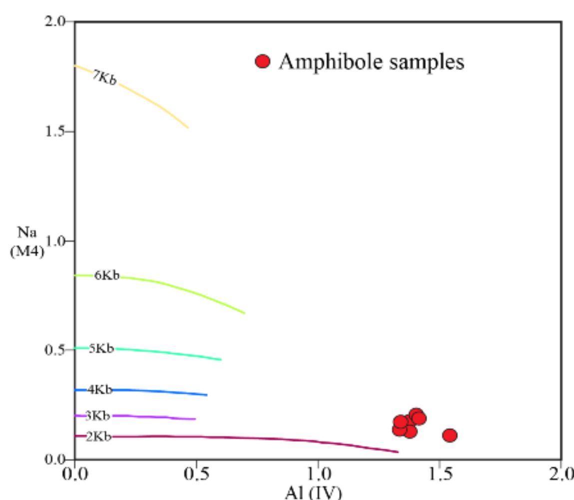
اساس فشارسنج آمفیبول Al_{tot} در ساختار فرمولی آمفیبول است [۵۴-۶۳]. فشارسنجی برای آمفیبولِ نمونه‌های گیسور با استفاده از روش‌های بالا، مقادیر بسیار متفاوتی را در گستره ۶٫۵۵ تا ۲۱٫۴۵ کیلوبار نشان می‌دهد (جدول ۲) که متفاوت از مقادیر بدست آمده از متاپلیت‌های گیسور (حدود kbar ۴٫۵ – ۳٫۸) است. افزون بر دما، عوامل دیگری چون مقدار کم منیزیم آمفیبول سبب افزایش فشار محاسبه شده می‌شوند [۴۹].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.1.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.809]

اسمیت [۶۴] تأیید کرد که با افزایش Al با فشار، منیزیم به مراتب بیش از Fe^{2+} کاهش می‌یابد و نتیجه گرفت که جانشینی چرماک به طور ترجیحی Mg را از محل M_2 به جای Fe خارج می‌کند. همچنین در صورت وجود عامل دیگری مانند fO_2، منیزیم نسبت به Fe^{2+} کاهش می‌یابد و این امر سبب جایگزینی چرماک می‌شود. عامل دیگر، مقدار کم Fe^{3+} نسبت به Fe_{tot} است. نسبت $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ برای آمفیبول در نمونه‌های گارنت آمفیبولیت گیسور ۰/۲۶۸ – ۰/۱۴۸ است که با توجه به مرجع [۴۹]، در گستره همپوشی سطوح fO_2 بالا و پایین قرار دارد و به بیان دیگر در سطح پایین تا متوسط است که پیشتر به آن اشاره شد. Al_{tot} بالا در آمفیبول‌های با سطح fO_2 پایین تبادل مهم Fe^{3+}-$^{[vi]}Al$ را نشان می‌دهد، بنابراین به علّت نزدیکی به بافر QFM نمی‌توان از فشارسنج آمفیبول استفاده کرد، زیرا واسنجی روش‌های مرسوم برای مقادیر بالای بافر QFM کاربرد دارد [۴۹]، اما استفاده از روش براون [۶۵] که رابطه بین Na_{M4}, Al_{IV} را برای تعیین فشار آمفیبول‌های کلسیمی بررسی کرد، می‌تواند مفید باشد. شکل ۹ فشارسنجی براساس این روش را نشان می‌دهد. بنابراین مقدار فشار برای آمفیبول‌ها در گارنت آمفیبول‌ها بین ۲ تا حدود ۴ کیلوبار است. این فشارها در گستره دگرگونی مجاورتی قرار دارند.



شکل۸ نمودار Al^{IV}-Fe/(Fe+Mg) و ارتباط آن با گریزندگی اکسیژن (برگرفته از مرجع [۴۸]).

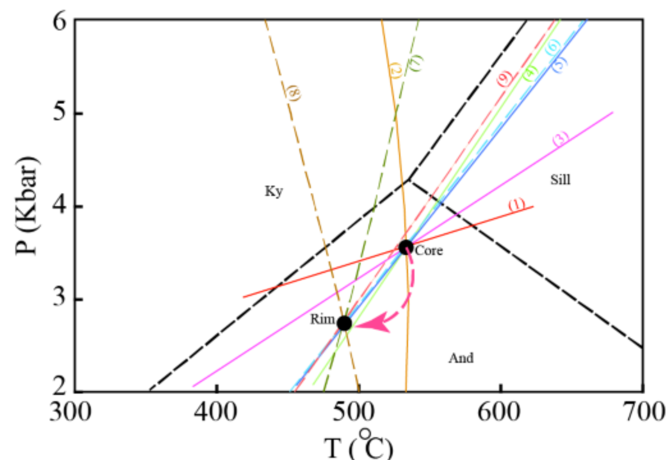


شکل ۹ نمودار Na_{M4}-Al_{IV} و ارتباط آن با تعیین فشار. نمونه‌های آمفیبول در گارنت آمفیبولیت‌های گیسور مقادیر kbar ۲-۴ را نشان می‌دهند (برگرفته از مرجع [۶۴]).

تعادل‌های فازی

[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.809]

تعادل‌های فازی با ترموکالک [۱۴] برای ترکیب‌های مرکز و لبه نمونه‌های گارنت آمفیبولیت بررسی شد (شکل ۱۰ و جدول ۴). شرایط دما-فشار برای ترکیب‌های مرکز و لبه نمونه گارنت آمفیبولیت (CH_{1-15}) با فرض وجود آنورتیت [۲۸] و آنیت و فلوگوپیت، به ترتیب ^{o}C ۵۳۴ و ^{o}C ۴۸۹، kbar ۳٫۶ و kbar ۲٫۸ بدست آمد (جدول ۵). این نتایج نشان می‌دهند که یک دگرگونی برگشتی از مرکز به لبه رخ داده است (شکل ۱۰). افزون براین، دما و فشار محاسبه شده از متاپلیت‌ها (نمونه MG_{31B} در جدول ۵) همخوانی خوبی با گارنت آمفیبولیت دارد [۲۶].



شکل ۱۰ نمودار دما – فشار محاسبه شده براساس تعادل‌های فازی با استفاده از ترموکالک [۱۴]. مسیر دگرگونی برگشتی از مرکز به لبه مشخص شده است. شماره‌های نوشته شده بر منحنی‌ها، نشانگر شماره واکنش‌ها در جدول ۴ است ،واکنش‌های برگشتی با خط چین نشان داده شده‌اند.

جدول ۴ مجموعه واکنش‌های مستقل استفاده شده در برآورد شرایط دما - فشار با استفاده از برنامه ترموکالک (نمادهای استفاده شده، از برنامه ترموکالک است).

عضو نهایی	فعالیت ترکیب-های مرکز	فعالیت ترکیب-های لبه	مجموعه واکنش‌های مستقل استفاده شده در برآورد شرایط دما - فشار
gr	۰٫۰۱۰۴	۰٫۰۰۹۳	مجموعه واکنش‌های مستقل برای بیشترین دگرگونی در گارنت آمفیبولیت (CH_{1-15}) با استفاده از ترکیب‌های مرکز هسته گارنت و آمفیبول
alm	۰٫۲۲	۰٫۱۹	1) 6fact + 21an = 11gr + 10alm + 27q + $6H_2O$ 2) 6fact + 7mu = 4gr + 3alm + 7ann + 27q + $6H_2O$ 3) 3an + ann = gr + alm + mu 4) 6fact + 10mu = gr + 9an + 10ann + 27q + $6H_2O$ 5) alm + 6fact + 11mu = 12an + 11ann + 27q + $6H_2O$
tr	---	۰٫۰۱۰۶۳	
fact	۰٫۰۱۱۸	۰٫۰۱۲۵	مجموعه واکنش‌های مستقل برای دگرگونی برگشتی در گارنت آمفیبولیت (CH_{1-15}) با استفاده از ترکیب‌های لبه گارنت و آمفیبول
ts	---	۰٫۰۱۱	6) alm + 6fact + 11mu = 12an + 11ann + 27q + $6H_2O$ 7)18fact + 55ts + 40q = 30alm + 33tr + 80an + $40H_2O$ 8) 5ts + 3ann + 11q = 3alm + 3tr + 4an + 3mu + $2H_2O$ 9)18fact + 5ts + 30mu = 3tr + 40an + 30ann + 70q + $20H_2O$
×در این محاسبات فرض شد که فعالیت اعضای نهایی an, ann, phl برابر ۱ است و فازهای اضافه نیز عبارتند از: mu, q, H_2O			

جدول ۵ دما- فشار محاسبه شده برای ترکیب‌های مرکز و لبه گارنت امفیبولیت و متاپلیت.

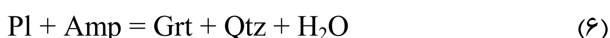
نمونه	T (^{o}C)	P (kbar)	SD (T)	SD (P)	Correl.	Fit
MG_{31B}(metapelite)	۶۰۱	۴٫۲	۴۸	۲٫۰	۰٫۸۹۳	۲٫۰۶
CH_{1-15}(Grt-Amphibolite) for مرکز	۵۳۴	۳٫۶	۹۸	۱٫۳	۰٫۹۴۲	۱٫۰۲۸
CH_{1-15}(Grt-Amphibolite) for Rim	۴۸۹	۲٫۸	۹۰	۱٫۹	۰٫۹۲۰	۱٫۰۲۸

بحث

گارنت آمفیبولیت‌ها در نواحی دگرگونی رخساره‌های اکلوژیت، [۶۶، ۴]، گرانولیت یا اپیدوت آمفیبولیت معمول هستند [۵] آن‌ها در دو رخساره نخست اغلب در اثر یک دگرگونی پسرونده ناشی از کاهش فشار به وجود می‌آیند و سبب تشکیل بافت‌های واکنشی می‌شوند که این بافت اغلب از کانی‌هایی چون آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن و گارنت ایجاد شده‌اند. البته کانیساوا [۵] تشکیل گارنت آمفیبولیت را در هاله‌های دگرگونی نوع ابوکوما بررسی کرد. گارنت آمفیبولیت‌ها در منطقه گیسور بافت‌های واکنشی ندارند، بنابراین برآمده از یک دگرگونی پسرونده از رخساره‌های گرانولیت و یا اکلوژیت نیستند. از طرفی، نبود اپیدوت در آن‌ها (Bt+Hbl+Grt+Pl) نشانگر گذر از رخساره آمفیبولیت پایینی است. نبود پیروکسن نیز نشان می‌دهد که به رخساره آمفیبولیت بالایی نرسیده‌اند [۶۶]. همچنین وجود بافت‌هایی چون گارنتِ پسا زمین‌ساخت در گارنت آمفیبولیت‌ها و آمفیبول‌های متقاطع و تصادفی در آمفیبولیت‌ها نشانگر عملکرد دگرگونی مجاورتی است (شکل ۳). پورمحمد [۲۶] شیستوارگی S_1 و کلریتوئید در متاپلیت‌ها را نشانه‌ای از دگرگونی ناحیه‌ای و وجود بافت‌های متقاطع و تصادفی در کانی‌های آندالوزیت، استارولیت، مسکوویت و گارنتِ پسازمین ساخت در متاپلیت‌ها را ناشی از دگرگونی مجاورتی می‌داند.

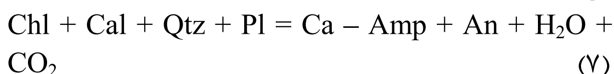
با توجه به جدول ۱ و شکل ۴، ترتیب فراوانی اعضای نهایی گارنت در آمفیبولیت‌ها: آلماندین – گروسولار-اسپسارتین-پیروپ است. همچنین الگوی آن‌ها مسطح است و تغییر ویژه‌ای ناشی از تغییرات دما و فشار، نشان نمی‌دهد. از طرفی، مقدار بالای گروسولار در گارنت آمفیبولیت نسبت به متاپلیت‌ها [۲۶] و فراوانی کلسیم در آمفیبول (جدول ۲)، نشان دهنده اثر ترکیب‌های سنگ کل بر این تغییرات است. چنان که بیان شد، وجود کانی‌هایی چون تیتانیت، هماتیت و اپیدوت نشان دهندهٔ شرایط ویژه تشکیل سنگ‌ها در اثر گریزندگی اکسیژن است که می‌تواند مقدار عناصر (مانند Ti، Al_{tot}، Mg^{2+} و Fe^{3+}) در ترکیب آمفیبول تغییر داده و بر تبادل‌های آهن و منیزیم بین گارنت و آمفیبول اثر گذارد. همچنین وجود بیوتیت در گارنت آمفیبولیت‌ها به احتمال بسیار نشان می‌دهد که در سنگ اوّلیه مقدار قابل ملاحظه‌ای K_2O (احتمالاً کانی رسی) وجود داشته است اما برای ساخت مسکوویت کافی نبوده است [۶۷]. بنابراین سنگ مادر دارای ناخالصی‌هایی از پتاسیم بوده که سبب تشکیل بیوتیت شده است.

با توجه به مجموعه Bt+Hbl+Grt+Pl و قرارگیری کانی-های کوارتز در لبه شکفته بلور گارنت که به صورت میانبار دربرگرفته شده‌اند و میانبارهای آمفیبول در کوارتز که خود به صورت میانبار درون گارنت است، تشکیل گارنت از شکست آمفیبول و پلاژیوکلاز تأیید می‌شود [۶۸]. بنابراین می‌توان واکنش زیر را برای گارنت آمفیبولیت پیشنهاد کرد:



$$Pl + Amp = Grt + Qtz + H_2O \qquad (۶)$$

وجود مجموعه Pl+Ca-Amp+Cal واکنش زیر را پیشنهاد می‌کند:



$$Chl + Cal + Qtz + Pl = Ca - Amp + An + H_2O + CO_2 \qquad (۷)$$

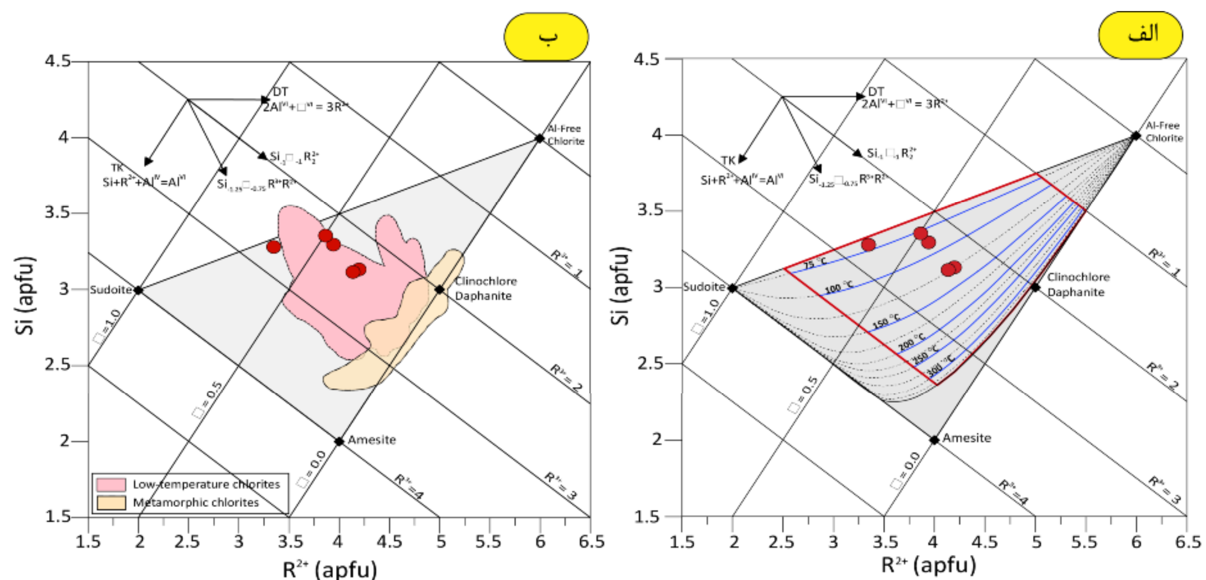
همچنین در سنگ‌های اپیدوت‌دار به علّت وجود مجموعه Pl+Cal+Ep واکنش زیر پیشنهاد می‌شود:



$$An + Cal + H_2O = Ep + CO_2 \qquad (۸)$$

با توجه به حضور گارنت آمفیبولیت و آمفیبولیت‌های بدون گارنت در میان متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی گیسور، هم شیب بودن آن‌ها با سنگ‌های رسی دگرگونه و شباهت جهت-گیری کانی‌های آن‌ها، چنین برداشت می‌شود که متاپلیت‌ها و آمفیبولیت‌ها باید در شرایط دگرگونی مشابهی به وجود آمده باشند. بنابراین مقایسه داده‌های دما-فشارسنجی آمفیبولیت‌ها و متاپلیت‌ها می‌تواند آن را تائید نماید. چنان که بیان شد، دما و فشار محاسبه شده برای آمفیبولیت‌ها به ترتیب ^{o}C ۶۰۹ - ۵۳۴ و حدود kbar ۴- ۲ است و برای متاپلیت‌های این منطقه ^{o}C ۶۰۸ – ۵۵۰ و حدود kbar ۴٫۵ - ۳٫۸ گزارش شده اند. از این رو، با توجه به دمای محاسبه شده، آمفیبولیت‌های گیسور تا گستره رخساره آمفیبولیت میانی پیش رفته‌اند. همچنین بر پایه محاسبه تعادل‌های فازی که در بالا بیان شد، این سنگ‌ها دستخوش یک دگرگونی برگشتی شده‌اند (شکل ۱۰). دما و فشار محاسبه شده برای آن‌ها به ترتیب ۴۸۹^{o}C و ۲٫۸ kbar است. از سوی دیگر، دمای محاسبه شده برای بیوتیت‌های کلریتی شده کمتر از ۱۵۰^{o}C است [۶۹] (شکل ۱۱الف). در شکل ۱۱ ب، نمونه‌های بیوتیت کلریتی شده نیز در گستره کلریت‌های دما پایین واقع هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.1.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.809]



شکل ۱۱ نمودار R^{2+}-Si [۶۹] نشانگر و نمونه‌های بیوتیت کلریتی شده بر آن، الف) دمای کمتر از ۱۵۰ و ب) پراکندگی نمونه‌های بیوتیت کلریتی شده در گستره کلریت‌های دما پایین.

برداشت

مجموعه دگرگونی گیسور که در معرض توده‌های نفوذی بوده است، دارای طیف ترکیب گوناگونی از اسلیت و فیلیت تا انواع شیست‌هاست. آمفیبولیت‌ها به صورت میان‌لایه در متاپلیت‌ها واقع بوده و با آنها هم شیب هستند. براساس شواهد صحرایی و حضور کانی‌های شاخصی چون گارنت، آمفیبول‌کلسیم‌دار و تیتانیت، آمفیبولیت‌ها از سنگ‌مادر کربناتی ناخالص (مانند رسوبات کربناتی) ایجاد شده‌اند. آمفیبولیت‌ها به دو دسته گارنت آمفیبولیت و آمفیبولیتِ بدون گارنت تقسیم می‌شوند. بلورهای گارنت پسا زمین‌ساخت هستند. بلورهای منشوری آمفیبول در دو راستا قرار دارند و جهت‌یافتگی تصادفی و متقاطع را ایجاد نموده‌اند. نیم رخ گارنت الگویی مسطح را نشان می‌دهد، اما آمفیبول دارای منطقه‌بندی است. بیوتیت بوسیله کلریت جایگزین شده است. وجود کانی‌های تیتانیت، هماتیت و اپیدوت نشانگر اثر گریزندگی اکسیژن است و در بین روش‌های زمین دما-فشارسنجی می‌توان از روش تیتان و سیلیسیم در آمفیبول برای تعیین دما و از روش مقدار Na (M4) در آمفیبول برای تعیین فشار استفاده کرد. بر این اساس، دما و فشار محاسبه شده برای آمفیبولیت‌ها به ترتیب ۶۰۹ °C - ۵۳۴ و حدود ۴ - ۲ kbar است. بنابراین، آمفیبولیت‌های گیسور تا محدوده رخساره آمفیبولیت میانی در هاله دگرگونی پیش رفته‌اند. همچنین این سنگ‌ها دستخوش یک دگرگونی برگشتی شده‌اند که دما و فشار محاسبه شده برای آن به ترتیب ۴۸۹°C و ۲٫۸ kbar است. دمای محاسبه شده برای بیوتیت-های کلریتی شده نیز کمتر از ۱۵۰°C است.

قدردانی

در اینجا لازم است از آقایان پروفسور اسپییر و پروفسور هولند برای راهنمایی‌های موثر علمی آنها تشکر نماییم. همچنین از آقای مجید آروین‌نژاد به جهت همراهی در کارهای صحرایی قدردانی می‌گردد. از معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه لرستان نیز برای حمایت‌های مالی سپاسگزاریم.

مراجع

[1] Coutinho J., Kräutner H., Sassi F., Schmid R., Sen S., *"Amphibolite and Granulite"*, Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks:Web version, (2007), 1-12.

[2] Endo S., Nowak I., Wallis S. R., *"High-pressure garnet amphibolite from the Funaokayama unit, western Kii Peninsula and the extent of eclogite facies metamorphism in the Sanbagawa belt"*, Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, Vol. 108,(2013) 189–200.

[3] Thomas H., Paudel L., *"Petrogeochemistry of Amphibolites from Shivpura District Bhilwara, Rajasthan, India"*, Journal of Institute of Science and Technology, 20(2), (2015) 103-112.

[4] Li Y., Zhao L., Li Z., Luo B., Zheng J., Brouwer F. M., *"Petrology of Garnet Amphibolites from the Hualong Group: Implications for*

[18] Kertz R., *"Symbols for rock-forming minerals"*, American Mineralogist, 68 (1983), 277-279.
[19] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*. Am. Mineral. 95, (2010) 185–187.
[20] Nabavi M. H., *"An introduction to the geology of Iran"*, Geological Survey of Iran. (1976)109 p.
[21] Pourmohammad A. S., Ahmadi Khalaji A., Homam M., Tahmasebi Z., Ebrahimi M., *"Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Geysour granitoid, East Gonabad"*, Geological Survey of Iran .in press. (in Persian) (2019).
[22] Homam S. M., Ghaemi F., *The mechanism of fibrolite formation in the contact aureole of Mashhad"*, Iranian Society of Crystalography and Mineralogy.Vol. 16, No. 1(2008).
[23] Ague J.J., Baxter E. F., Eckert Jr, J. O. *"High fO2 during sillimanite zone Metamorphism of part of the barrovian type Locality, Glen Clova*", Scotland. J. Petrology. 42, 7, (2001) 1301-1320.
[24]Barker, A. J., *"Introduction to metamorphic textures and microstructures"*, Springer US. (1998)
[25]Grew, E. S., Locock, A. J., Mills, S. J., Galuskina, I. O., Galuskin, E. V. and Hålenius, U., *"IMA report nomenclature of the garnet supergroup"*. American Mineralogist, 98, (2013) 785-811.
[26]Pourmohammad, A. S., *"Petrology, Geochemistry and Geochronology of granitoid complex and metamorphism rocks in Geysour, East of Gonabad, Khorasan Razavi province"*. Lorestan University, PhD. Thesis.
[27]Kohn, M. J., Spear, F. S., and Dalziel, I. W. D., *"Metamorphic P-T Path from Cordillera Darwin, a core complex in Tierra del Fuego, Chile"*. Journal of Petrology, 34, part 3, (1993) 519-542.
[28]Spear, F. S., *"Metamorphic phase equilibrium and pressure-temperature-time paths"*, Mineralogical Society of America, Washington, D. C.,(1995) 823 p.
[29]Triboulet, C., *The (Na-Ca) amphibole-albite-chlorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-N-H2O. 1. An empirical calibration"*. Journal of Metamorphic Geology, 10, (1992) 545-556.

Metamorphic Evolution of the Qilian Orogen, NW China ", Journal of Earth Science, Vol. 29, No. 5, (2018) 1102–1115.
[5] Kanisawa S., *"Garnet-amphibolites at Yokokawa in the Abukuma Metamorphic Belt, Japan"*, Contribution Mineralogy and Petrology, 20, (1969), 164-176.
[6] Blatt H., Tracy R., Owens B., *" Petrology: Igneous, Sedimentary, and Metamorphic"*, Freeman Publisher, (2006),1-530.
[7] Bucher K., Frey M., " Petrogenesis of Metamorphic Rocks ", Springer, (2002), 1-350.
[8] B.R.G.M. Co., *"Explanatory text of the Gonabad Quadrangle map 1:250000"*, Geological Survey of Iran. (1992) p.166.
[9] Karimpour M. H., Moradi M., *"Petrology of Granodiorite and Monzonites of eastern Najmabad (Gonabad)"* , 17th Iranian Society of Crystallography and Mineralogy, Bo Ali Sina University, Hamedan. (in Persian) (2009).
[10] Ghaemi F., *"Geological Map 1: 100,000 Nodeh"*, Geological Survey of Iran, (in Persian) (2010).
[11] Foley A., *"Geological Map of 1: 250000 Gonabad"*, Geological Survey of Iran (2004).
[12] Javadi S., *"Petrological investigation of metamorphic rocks of Chah Yousef mountains area north of Geysour village"*, Mashhad Ferdowsi University. Master thesis. (in Persian) (2013).
[13] Kerrick D. M., *"Contact metamorphism, Reviews in mineralogy*", Mineralogical society of America, 26 (1991), 847 p.
[14] Powell P., Holland T. J. B., *"An internally consistent dataset with uncertainties and corre-lations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program"*, Journal of metamorphic Geology, 6(2) (1988) 173-204.
[15] Spear F. S., Kohn M. J., *"Program Thermobarometry, version 2.1"*, GTB program manual, (1999) 1-42.
[16] Yavuz F., Kumral M., Karakaya N., Karakaya M. Ç., Yıldırım D. K., *"A Windows program for chlorite calculation and classification"*, Computers and Geosciences, 81(2015) 101-113.
[17] Yavuz F., Döner Z., WinAmptb A., *"Windows program for calcic amphibole thermobarometry*", Periodico di Mineralogia, 86, (2017) 135-167.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.1.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.809]

between biotite and garnet", Contributions to Mineralogy and Petrology, 66 (1978), 113-117.

[40]Perchuk, L. L. and Lavrent'eva, I. V. "*Experimental investigation of exchange equilibrium in the system cordierite-garnet-biotite. In Saxena, S. K., ed. Kinetics and equilibrium in mineral reactions*", Springer Verlag, (1983) 199-239.

[41]Ganguly, J. and Saxena, S. K. "*Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry*", American Mineralogist, 69, (1984) 88-97.

[42]Patio Douce, A. E., Johnston, A. D., and Rice, J. M. "*Octahedral excess mixing properties in biotite: A working model with applications to geobarometry and geothermometry*". American Mineralogist, 78, (1993) 113-131.

[43] Hodges K. V., Spear F. S., "*Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire*". American Mineralogist, 67, (1982) 1118-1134.

[44] Indares A., Martignole J., "*Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite*", American Mineralogist, 70, (1985) 272-278.

[45] Graham C., Powell R., "*A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California*", Journal of metamorphic geology, 2, (1984) 13-31.

[46] Wones D.R., "*Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks*", American Mineralogist, 74, (1989) 744–749.

[47] Helz R.T., "*Phase relations of basalts in their melting range at PH2O=5 kb as a function of oxygen fugacity*", Part I. Mafic phases. Journal of Petrology 14, (1973) 249-302.

[48] Ernst W.G., Liu J., "*Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB–A semiquantitative thermobarometer*", American Mineralogist 83, (1998) 952-969.

[49] Anderson J.L., Smith D.R., "*The effects of temperature and fO2 on the Al-in-hornblende barometer*", American Mineralogist 80, (1995) 549-559.

[30]Schumacher J. C., "*Empirical ferric iron corrections: necessity, assumptions, and effects on selected geothermobarometers*", Mineralogical Magazine, 55, (1991) 3-18.

[31] Locock, A. J., "*An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations*", Computers & Geosciences, 62, (2012) 1–11.

[32] Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, F. C., Kisch, H. J., Krichovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G., "*Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names*", American Mineralogist, 82, (1997) 1019-1037.

[33] Leake, B. E., "*The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles*". American Mineralogist, 50,(1965) 843-854.

[34] Holland, T.J.B. and Powell, R., "*An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest*". J. Metamorphic Geology, 16, (1998) 309-344.

[35] Zane, A., Weiss, Z., "*A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data*", Rend. Lincei Sci. Fis. Nat. Ser., 9, (1998) 51-56.

[36] Plissart, G., Féménias, O., Mãruntiu, M., Diot, H., Demaiffe, D., "*Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived list venites in the Tisovita-Iutiophiolite south western Romania*", Canadian Mineralogist, 47 (2009) 81-105.

[37] Wiewióra, A., Weiss, Z., "*Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group*", Clay Minerals, 25 (1990), 83-92.

[38] Bayliss, P., "*Nomenclature of the trioctahedral chlorites*", Canadian Mineralogist, 13 (1975) 178-180.

[39] Ferry, J. M. Spear, F. S., "*Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.4.1.7]

[DOI: 10.52547/ijcm.28.4.809]

[50] Otten M.T., *"The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 86, (1984) 189-199.

[51] Gerya T.V., Perchuk L.L., Triboulet C., Audren C. & Sez'ko A.I., *"Petrology of the Tumanshet zonal metamorphic complex, eastern Sayan"*. Petrology, 5(6), (1997) 503-533.

[52] Plyusnina L.P., *"Geothermometry and geobarometry of plagioclase-hornblende bearing assemblages"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 80, (1982) 140-146.

[53] Zenk M., Schulz B., *"Zoned Ca-amphiboles and related P-T evolution in metabasites from the classical Barrovian metamorphic zones in Scotland"*, Mineralogical Magazine, Vol. 68(5), (2004), 769–786.

[54] Hammarstrom J.M., Zen E.A., *"Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer"*, American Mineralogist 71(11-12), (1986) 1297-1313.

[55] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B., *"Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons"*, American Mineralogist, 72, (1987) 231-239.

[56] Johnson M.C., Rutherford M.J., *"Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks"*, Geology, 17, (1989) 837-841.

[57] Thomas W., Ernst W.G., *" The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks; a mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars In: Spencer RJ, Chou I-M (eds) Fluid–mineral interactions: a tribute to H.P. Eugster"*, Geochemical Society of Special Publications 2(1990)59-63.

[58] Schmidt M.W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 110, (1992) 304-310.

[59] Ague J.J., *" Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer"*. Geology 25, (1997) 563-566.

[60] Larocque J., Canil D., *The role of amphibole in the evaluation of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 159, (2010) 475-492.

[61] Krawczynski M.J., Grove T.L., Behrens H., *"Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H2O content, and oxygen fugacity"*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 164, (2012) 317-339.

[62] Putirka K., *" Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes"*, American Mineralogist, 101, (2016) 841-858.

[63] Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattich B.C., Cooper F.J., Brooker R.A., *"An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 171(10), (2016) p.85.

[64] Smith D.R. *The Enchanted Rock batholith, Texas: Geochemical constraints on the origin of Llano granites"*, Geological Society of America Abstracts with Programs, 25, (1993) 261.

[65] Brown E. H., *The Crossite Content of Ca-Amphibole as a Guide to Pressure of Metamorphism"*, Journal of Petrology, 18(1), (1977) 53-72.

[66] Lou Y., Wei C., Liu X., Zhang C., Tian Z., Wang W., *"Metamorphic evolution of garnet amphibolite in the western Dabieshan eclogite belt, Central China: Evidence from petrography and phase equilibria modeling"*, Journal of Asian Earth Sciences, 63 (2013) 130–138.

[67] Aliani F., Miri M. M., Sepahi A. A., Moanijoo M., *"Evaluation of chemistry and estimation of temperature and pressure of garnet amphibolites in Hamadan"*, Iranian Society of Crystalography and Mineralogy, 2, (2017) 295-310.

[68] Haji Ali Oglu R., *"Mineral chemistry, temperature-pressure and tectonic of garnet amphibolites of Takht-e-Soleiman, northwest of Takab"*, Iranian Society of Crystalography and Mineralogy, 4, (2017) 749-760.

[69] Bourdelle F., Cathelineau M., *"Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T–R^{2+}–Si diagram"*, Eur. J. Mineral., 27(2015), 617-626.